Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
Академия наук Республики Саха (Якутия)

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции

18-20 апреля 2018 г.

Том I

Якутск
2018

УДК 55(063) (571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)
Г36

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-20011) и УНИР СВФУ им. М.К. Аммосова

Председатель Оргкомитета конференции
академик АН РС (Я) В.Ю. Фридовский

Публикация выполнена в авторском варианте с незначительными редакционными правками

На обложке: долина р.Малый Тарын, вид на сопку Жильная. Фото М.Кудрина

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции, 18-20 апреля 2018 г. в 2 т. – Якутск : Издательский дом СВФУ, 2018.
ISBN 978-5-7513-2503-9
– Т.1. – 347 с.
ISBN 978-5-7513-2501-5

УДК 55(063) (571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)

© Северо-Восточный федеральный университет, 2018

ISBN 978-5-7513-2501-5 (т. 1)
ISBN 978-5-7513-2503-9

© ИГАБМ СО РАН, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Алексеев В.И.
Геохимические типы оловоносных гранитов Чукотки…….. 10
Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Кардашевская В.Н.
Типы золотого оруденения Верхнеамгинской площади (Южная Якутия)……..... 13
Аристов В.В., Григорьева А.В., Савчук Ю.С., Сидорова Н.В.
Самородное золото и условия образования руд месторождения Павлик (Магаданская область)……...……..... 18
Быдтаева Н.Г., Нигматов И.Н., Галиахметова Л.Х., Киселева Р.А.
Геология и минералогия месторождений гранулированного кварца Прибайкалья…….. 22
Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В.
Геохимические особенности руд месторождения Павлик…… 26
Волков А.В., Савва Н.Е., Мурашов К.Ю.
Геохимические особенности руд Прогнозного месторождения (Хивачский выступ Омолонского массива)……..... 30
Галямов А.Л., Волков, А.В., Сидоров А.А.
Золоторудные месторождения и меловой гранитоидный магматизм Чукотки……. 33
Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В.
Состав и источники флюидов по данным изотопно-геохимических исследований благороднометалльной минерализации Адыча-Тарынской металлогенической зоны……..... 37
Герасимов Б.Б.
Потенциальные источники мелкого россыпного золота Эбеляхской площади……. 41
Дьячковский А.А., Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю.
Геофизические критерии регионального прогноза золото-серебряного оруденения Чепчугинского рудного узла (Восточная Якутия)……..... 45
Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.
Источники жильного материала гидротермальных проявлений Мало-Тарынского месторождения (Верхне-Индигирский район, Восточная Якутия)……... 48
Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Редин Ю.О., Абрамов Б.Н., Ковалев К.Р., Бирюков К.Э., Некипелова А.В.
Золото-висмут-теллуридная минерализация на медно-скарновых месторождениях Сибири……. 53

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С.
Особенности формирования золоторудного месторождения Бодоро-но (Южная Якутия)……..... 57
Кирсанов А.А., Липияйнен К.Л., Смирнов М.Ю., Кирсанов Г.А.
Применение аэро- и космических гиперспектральных данных для решения прогнозно-поисковых задач……. 61
Коваленко А.И.
Коренные источники россыпей золота Олындинской золоторудной зоны Абыйского района Республики Саха (Якутия) по материалам наземных магниторазведочных работ……. 65
Кондратьева Л.А.
Эндогенные карбонаты Малотарынского рудного поля…… 69
Костин А.В.
Рудная минерализация в вулканических породах Кангаласской террасы (левый берег реки Лена, Центральная Якутия)……... 73
Кудрин М.В., Заякина Н.В., Васильева Т.И.
Минералы зоны окисления золоторудного месторождения Хангалас (Восточная Якутия)…….. 77
Лакутин А.О., Сенкевич В.С.
Предложения к сопровождению тематических работ по Сибирскому федеральному округу с целью выявления объектов для перспектив-ных программ объединений АО «Росгеология» и создание баз данных по ТПИ……... 81
Литвиненко И.С.
Зоны сульфидизации юглеровского рудного поля (северо-восток России): геохимическая специализация рудной минерализации……..... 84
Литвиненко И.С., Шилина Л.А.
Минеральные типы оруденения золото-редкометального рудопро-явления Плацдарм (северо-восток России)……...……. 87
Лоскутов Е.Е., Кравченко А.А., Журавлев А.И., Иванов А.И.
Интерпретация геофизических полей средствами геоинфор-мационной системы ArcGIS……...……. 91
Малых М.Ю., Чужинов Д.Н., Чернышёв К.Е.
Практика современных геологоразведочных работ АО «Полиметалл УК» на примере крупнейших месторождений драгоценных металлов Республики Саха (Якутия)……..... 95
Москвитин С.Г., Москвитина Л.В., Александров А.Р.
Бурые железняки и центры древней металлургии Якутии……... 100
Мустафин С.К.
Нетрадиционный промышленный тип комплексного золото-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня…….……...…… 104
Никифорова З.С.
Влияние экзогенных процессов на изменение типоморфизма само-родного золота…….…...……... 109

Округин А.В.
Космохлор-диопсид в платина-хромитовых рудах Инаглинского массива (Алданский щит)……..…….. 113
Округин А.В., Якубович О.В., Эрнст Р., Журавлев А.И., Дружинина Ж.Ю., Гедз А.М.
Парагенезисы платиновых металлов в россыпях Сибирской платформы, их возраст и связь с крупными изверженными событиями……..……..……... 117
Павлов А.Г., Филиппов В.Р.
Геологическая экскурсия школьников «По следам Ричарда Маака»... 121
Парада С.Г.
Признаки золоторудной зоны в черносланцевой толще по аэромагнитным данным на примере Маломырского месторождения…….. 124
Парада С.Г.
Применение концепции золоторудных систем к регионам Северного Кавказа…….…….. 128
Парада С.Г.
Метаморфогенная модель золотого оруденения в черно-сланцевых толщах…….……..... 131
Петров П.П., Сивцева А.В.
Физико-химические свойства железосодержащих руд верховья реки Мундуруччу…….…….…. 135
Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю.
Миграция вещества в системе вмещающие породы – рудные зоны…….……... 139
Протопопов Р.И.
Петрография Чилистяхского перидотит-габброамфиболитового и Шаманихинского гнейсогранитового комплексов Приколымского террейна……. 142
Пуляев Н.А.
Металлогеническая специализация докембрийских интрузивных базит-гипербазитовых комплексов Алдано-Станового щита……..…..... 146
Савчук Ю.С.
Структурные особенности строения рудных залежей месторождения Павлик……..…….. 149
Скрябин А.И.
Особенности геологии, минералогии и золотоносности Полярникского рудно-россыпного узла (р. Адыча)…..……..….. 153
Слепцов А.П., Рылов Д.А., Толстов А.В.
Особенности генезиса руд Томторского рудного поля и его новые перспективы…….……..... 157
Степанов В.А., Мельников А.В.
Продуктивность золотоносных рудно-россыпных узлов Приамурья.. 161

Уютов В.И.
Калиевые метасоматиты регионального типа – их роль и место в происхождении мезозойских рудоносных магматогенных систем Алдано-Станового щита……... 164
Филимонова Л.Г.
Условия нахождения серебра и золота в породах интрузий Дукатского рудного поля и причины "потери" золота в уникальных Au-Ag рудах месторождения Дукат……..…….. 168
Хусаинова А.Ш.
Самородное золото в отвалах Ново-Урского месторождения (Салаир)……...……... 172
Шкодзинский В.С.
Природа уникальных рудных месторождений на древних платформах…….. 176

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА

Афанасьев В.П.
Признаки докембрийской алмазоносности Сибирской платформы.... 180
Афанасьев В.П., Егорова Е.О., Похиленко Н.П.
Прогнозная оценка перспективных участков коренной алмазоносности Сибирской платформы……...…… 183
Бабушкина С.А.
Особенности состава микрокристаллических шпинелидов из кимберлитовых брекчий трубки Ленинград (Западно-Укукитское поле)…. 186
Бескрованов В.В.
К вопросу о природе округлой формы додекадроидов……..…..……. 189
Биллер А.Я., Мальковец В.Г., Олейников О.Б.
Рутил из алмазоносных вулканогенно-осадочных отложений Карнийского яруса Булкурской антиклинали……...…..… 193
Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В.
Строение и состав Январского кимберлитового тела…..……... 196
Кошкарев Д.А.
Изотопно-геохимическая характеристика вторичной гидротермальной минерализации структурно-тектонического узла, вмещающего трубку Нюрбинская (Западная Якутия)……..... 199
Лисковая Л.В.
Индикаторные свойств кальцита и доломита на примере вмещающих пород тела Майское (по данным ренгенографического и термографического методов) ……...…. 202

Мальковец В.Г., Гриффин В.Л., Третьякова И.Г., Похиленко Л.Н., Белоусова Е.А., Пирсон Н.Дж., Зедгенизов Д.А., Резвухин Д.И., Гибшер А.А., Яковлев И.В., Специус З.В., О'Рейлли С., Толстов А.В., Похиленко Н.П.
Результаты Re-Os датирования сульфидов мантийных ксенолитов и ксенокристаллов из кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции…….. 207
Мальцев М.В., Толстов А.В.
Критерии и проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов в новых районах……...…….. 210
Масленникова Э.А.
Особенности развития, строения и поисковой информативности отложений дяхтарской толщи на площади накынского кимберлитового поля……. 213
Минин В.А., Мальцев М.В., Толстов А.В.
Вещественный состав кимберлитов Сюльдюкарской трубки и перспективы Ыгыаттинского района…… 217
Новопашин А.В., Шмаков И.И.
Технология трехмерного картирования геолого-геофизических данных при поисках и разведке алмазных месторождений (Якутская алмазоносная провинция)…… 221
Опарин Н.А., Олейников О.Б.
Макрокристаллы хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Хомпу-Майского поля 224
Опарин Н.А., Олейников О.Б.
Особенности состава хромшпинелидов основной массы кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля……... 228
Ощепкова М.Г., Похиленко Л.Н., Олейников О.Б.
Флогопитсодержащие ксенолиты трубки Обнаженная…… 231
Павлушин А.Д.
Кристалломорфологическая эволюция и полигенность источников алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы…….. 235
Пироговская К.Л., Зедгенизов Д.А.
Особенности дефектно-примесного состава алмазов II минералогической разновидности по данным ИК-спектроскопии…….. 237
Попков П.А.
Принципы обработки и интерпретации ЗМПП…….. 241
Проценко Е.В., Горев Н.И., Трушевская М.Э.
В Среднемархинском алмазоносном районе…….. 245
Рагозин А.Л., Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С., Купер К.Э.
Специфические особенности происхождения округлых алмазов с мозаично-блочным внутренним строением из россыпей северо-востока Сибирской платформы……... 249

Специус З.В, Корнилова В.П., Иванов А.С.
Петрология кимберлитов глубоких горизонтов трубки Интернациональная……. 252
Старкова Т.С., Мальцев М.В., Толстов А.В.
Сравнительная характеристика пиропов и пикроильменитов высоконтрастных ореолов Ыгыаттинского алмазоносного района……. 257
Тарских О.В., Проценко Е.В.
Оценка перспектив коренной алмазоносности участка Отулахский, Бахчинская площадь, Западная Якутия…….. 261
Угапьева С.С., Заякина Н.А., Горяйнов С.В.
Особенности рентгенографии и КР спектров Додекаэдроидов алмаза I и V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы……. 265
Угапьева С.С., Попов В.И.
Рамановское картирование включений оливина в алмазах…….. 268
Хмельков А.М., Округин А.В.
Парагенетические особенности гранатов из кимберлитовой трубки Манчары (Центральная Якутия) как индикатор её потенциальной алмазоносности……. 271
Яковлев И.В., Мальковец В.Г., Гибшер А.А.
Минералогия мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная, Верхне-Мунское поле…….. 275

ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н.
Геохимия углеводородов в донных осадках реки Колыма……... 279
Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С.
Геохимические предпосылки нефтегазоносности средне-палеозойско-кайнозозойских отложений западной части индигирозырянского прогиба…….. 283
Изъюров А.Д.
Гидротермальные минеральные парагенезы нефтегазоносных продуктивных горизонтов нижнего венда юго-запада Якутии…….……. 287
Изъюрова Е.С., Постников А.В., Постникова О.В.
Природа радиоактивных аномалий в терригенных нефтегазоносных отложениях нижнего венда Непско-Ботуобинской антеклизы……... 289
Калинин А.И.
Применение прямых геохимических методов поисков нефти и газа на северо-востоке Якутии…… 293
Калинин А.И.
Геологическое обоснование перспектив нефтегазоносности северного склона Якутского свода……... 295

Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С., Чалая О.Н., Зуева И.Н.
Динамика трансформации нефтезагрязнения в почвах криолитозоны…… 298
Лифшиц С.Х.
О возможной роли глубинных флюидов в формировании проницаемости осадочных пород…….. 301
Павлова К.А.
Тектоника и нефтегазоносность Анабарской антеклизы…….. 304
Парфенова Т.М., Мельник Д.С.
Органическая геохимия пород и нафтидов Иниканской свиты нижнего и среднего кембрия (Лено-Амгинское междуречье)……. 308
Погодаев А.В.
Новые данные о перспективах нефтегазоносности северного склона Алданской антеклизы……... 312
Погодаев А.В.
Гидродинамические условия газонакопления Пермского комплекса отложений Хапчагайского мегавала……... 316
Рябинкин С.В.
Убыль органического вещества углей в ходе его эволюции при катагенезе…….…. 319
Сивцев А.И., Зуева И.Н., Чалая О.Н.
Куонамская горючесланцевая формация как объект добычи нетрадиционной нефти и газа…… 323
Сивцев А.И., Александров А.Р.
Предполагаемый разрез Тастахского прогиба……... 326
Ситников В.С., Погодаев А.В., Кушмар И.А.
Новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности территории сочленения Северо-Алданской, Вилюйской и Предверхоянской НГО……..... 330
Зинчук Н.Н.
Некоторые особенности состава и генезиса кимберлитовых пород 334
Зинчук Н.Н.
Поисковое значение ассоциаций глинистых минералов 341

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ЧУКОТКИ

Алексеев В.И.
Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург,
via@spmi.ru

Важнейшей основой решения вопросов рудообразования и прогнозирования рудных месторождений служит геохимическая типизация потенциально рудоносных интрузивных пород [4]. За последние полвека основные черты геохимии гранитов Чукотской оловянной провинции изучены достаточно полно, благодаря работам М.Л. Гельмана, И.А. Загрузиной, А.П. Милова, А.П. Соболева, И.В. Тибилова, И.Н. Котляра, В.Д. Козлова, С.В. Ефремова и др. Задачи современного этапа геолого-геохимического изучения региона заключаются в его минерагеническом районировании и оценке перспектив многочисленных оловянных рудопроявлений. Для этого предпринята попытка геохимической типизации оловоносных гранитов Чукотки.

Рудоносные граниты Чукотки в основном характеризуются высокой глиноземистостью и повышенной калиевой щелочностью, интенсивным накоплением редких элементов Sn, Pb, Li, W, Rb, Cs, слабым накоплением Be и F, а также пониженными концентрациями Sr и Ba. На территории выявлены и исследованы редкометалльные граниты, с которыми связаны крупные месторождения олова Иультинское и Светлое [3]. Они, очевидно, относятся к геохимическому типу плюмазитовых гранитов [4]. Рудогенерирующие граниты Иультинского района приближаются к типу литий-фтористых лейкогранитов, но отличаются калиевым петрохимическим профилем и относительно низкими содержаниями фтора и лития. Главный геохимический тип оловоносных гранитов Чукотки условно назван эльвановым (табл. 1).

Среди гранитоидов региона заметно выделяются породы Чаунского района, особенно граниты Северного массива, в южном экзоконтакте которого расположено Пыркакайское оловорудное месторождение. В гранитах главной фазы наблюдается интенсивное накопление F, Li, Sn, Rb, Cs

(табл. 1), что позволило отнести их к геохимическому типу литий-фтористых лейкогранитов [2].

Таблица 1

Состав геохимических типов оловоносных гранитов Чукотки

Компо-нент	Эльвановый тип		Онгонитовый тип	
	Иультинский район		Чаунский район	
	Лейкогранит ФДИ	Лейкогранит ЗФ	Li-F гранит ФДИ	Онгонит ЖФ
SiO_2, %	76.13	76.52	76.38	74.84
TiO_2	0.11	0.05	0.03	0.01
Al_2O_3	13.51	13.14	13.29	14.8
Fe_2O_3	1.53	0.83	0.15	0.14
FeO			1.09	0.74
MnO	0.04	0.03	0.02	0.01
MgO	0.25	0.07	0.05	0.05
CaO	1.06	0.78	0.23	0.36
Na_2O	2.80	3.67	4.09	5.1
K_2O	5.20	4.22	4.31	3.43
P_2O_5	0.03	0.01	0.00	0.01
П.п.п.			0.71	0.80
F, г/т	1000	1400	3700	4733
B	22	12	35	53
Li	124	68	409	242
Rb	460	680	648	444
Cs	25	25	43	31
Be	6.8	11.1	20	37
Sn	16	40	30	36
Sr	80	32	26	26
Ba	300	65	136	16

Примечание. ФДИ – фаза дополнительных интрузий, ЗФ – заключительная фаза, ЖФ – жильная фаза. Иультинский район: Центральный массив и Иультинский слепой шток [4]. Чаунский район: авторские данные.

Вместе с тем, "литий-фтористые граниты" массива выходят на поверхность на площади более 250 км^2, что противоречит существующим представлениям о геологии Li-F гранитов. Явно аномальным является сочетание в лейкогранитах заключительной фазы сильной концентрации редких элементов и признаков гранитов главной фазы: калиевого профиля щелочности, высокого содержания Ba, Sr. Причиной этих особенностей является

метасоматическое изменение биотитовых гранитов – альбитизация и грейзенизация в фации цвиттеров [1]. В 1961 г. Л.В. Таусон писал: "К сожалению, вопросы перераспределения редких элементов в изверженных горных породах при постмагматических процессах пока изучаются явно недостаточно …". В развитие этого положения нами при производстве крупномасштабного геолого-геохимического картирования Северного массива были выявлены литий-фтористые граниты, ответственные за изменение гранитов главной фазы и их вторичные геохимические особенности (Ю.Б. Марин, В.И. Алексеев, 1992). Эти породы представляют собой микроклин-альбитовые граниты с топазом и циннвальдитом. Вместе с Li-F гранитами Куйвивеемского рудного узла они выделены в пыркакайский комплекс и сопровождаются жильными онгонитами. Площадной характер изменений пород главной фазы является следствием пластового залегания и латерального размещения Li-F гранитов.

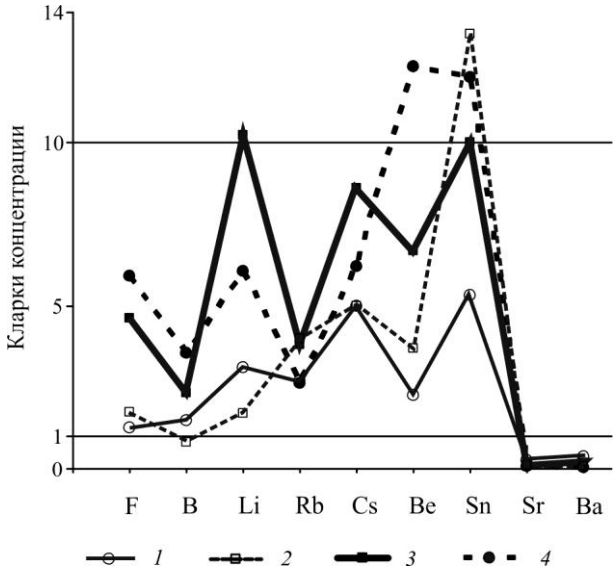


Рис. 1. Накопление редких элементов в оловоносных гранитах Чукотки.
1, 2 – граниты Иультинского района; *3, 4* – граниты Чаунского района: попарно фаза дополнительных интрузий и заключительная (жильная) фаза.

Li-F граниты выделены в составе второго геохимического типа альбитовых оловоносных гранитов Чаун-Чукотки, получившего условное название онгонитового (табл. 1). Он соответствует геохимическому типу литий-фтористых лейкогранитов [4]. От эльванового типа его отличают натровый уклон щелочности, предельно низкие содержания железа и магния и интенсивное накопление фтора, лития, бора и бериллия (рис. 1). Формирование оловоносных Li-F гранитов связано с позднемеловым этапом активизации складчатых образований Чукотской области, что подтверждается данными об U-Pb возрасте чаунских гранитов [1].

Предлагаемая геохимическая типизация оловоносных гранитов Чукотки может быть расширена на смежные регионы Тихоокеанского рудного пояса с учетом единой тектоно-магматической эволюции земной коры Северо-Восточной Азии в позднем мезозое, связанной с конвергенцией блоков древнего Азиатского континента и тектонических плит Палеотихого и Палеоарктического океанов [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках базовой части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.9248.2017/6.7 на 2017-2019 гг.

Литература:

1. Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2014. 244 с.

2. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Литий-фтористые граниты Чукотки и их геохимические особенности // Геохимия. 1994. № 3. С. 393-402.

3. Козлов В.Д., Дудкинский Д.В., Элиасс Ю.К. Геохимия и рудоносность гранитоидов Центральной Чукотки. М.: Наука, 1995. 202 с.

4. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

ТИПЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВЕРХНЕАМГИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Кардашевская В.Н.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

Верхнеамгинский золотоносный район, в состав которого входят Хатырхайское и Хохойское рудные поля, располагается на стыке двух круп-

ных структурных единиц: Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, в межглыбовой зоне (Амгинский разлом). Нижний структурный ярус представлен образованиями кристаллического фундамента, перекрытого венд-нижнекембрийским платформенным чехлом, мощностью 400-450 м. На отдельных участках в северной части района сохранились небольшие мощности мезозойских терригенных отложений. Магматизм связан с платформенным этапом мезозойской тектоно-магматической активизации.

Здесь до настоящего времени были известны только россыпные месторождения золота. В 2012-2013 гг. в районе были выявлены линейные и площадные геохимические аномалии золота, приуроченные к проявлениям сиенитового магматизма в зоне градиента верхнеамгинского гравитационного минимума. При заверке аномалий были установлены зоны сульфидизированных пород с промышленными содержаниями золота от 0,6 до 100,0 г/т (рудопроявление Хатырхай). Наиболее высокие содержания золота фиксировались в пробах, отобранных в элювиально-делювиальных отложениях экзоконтакта и кровли сиенитового массива [4]. Большинство рудных тел площади полностью или частично окислено. Первичные руды сохранились лишь в отдельных местах в виде реликтов среди окисленных и метасоматически преобразованных пород. Кварцевые прожилки с первичной сульфидной минерализацией отмечаются в березитизированных гранито-гнейсах.

На основе проведенных нами исследований в пределах Хатырхайского поля рудные минералы представлены гематитом, халькопиритом, пиритом, теллуровисмутитом (Bi_2Te_3), самородными Au и Al, интерметаллидами Cu, Al, Sn, выявлены единичные выделения теннантита, галенита, бурнонита и медистого золота. Жильные минералы представлены кварцем, доломитом, кальцитом. Акцессорные минералы рудовмещающих пород представлены рутилом, апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, цирконом, баритом, сванбергитом, голландитом. Гипергенные минералы – гетит, гидрогетит, ковеллин, халькозин, теллуриты висмута [1]. Выявленный широкий спектр минералов в микровключениях в россыпном золоте Хатырхайского рудно-россыпного поля также соответствует минеральному составу рудных тел [3]. Аналогичные данные получены сотрудниками ВСЕГЕИ [5].

Микроскопическое золото имеет свои особенности в разных типах руд:

- в лимонит-гетитовых залежах – проба 869-895‰, присутствует примесь Fe (до 2,17%). Ассоциирующий минерал – гетит.

- в измененных сиенит-порфирах (метасоматитах) – проба 832-889‰, примеси - Fe (до 3,19%). Отмечено медистое золото (Cu до 23.68). Ассоциирующие минералы – халькопирит, гетит, барит, интерметаллиды Cu, Zn и Ni.

- в скарнированных доломитах – проба 794-958‰, примеси - Fe (до 4.27%), Cu – (до 0.96%), Hg (до 3,8%). Ассоциирующие минералы – гетит, халькопирит, галенит, интерметаллиды Cu, Ni, Zn, Pb, монацит.

- в березитизированных гранито-гнейсах – проба 858-978‰, примеси - Bi, Cu и Hg, спорадически – Pb, Pt. Отмечено медистое золото (Cu до 38,15%). Ассоциирующие минералы – халькопирит, пирит, теллуриды Bi, гетит, монацит.

Рудное поле Хохой расположено на северо-восточном фланге Амгинской тектоно-магматической зоны. Нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения со стратиграфическим несогласием перекрыты нижнеюрскими терригенными песчанистыми отложениями юхтинской свиты. Мезозойский магматизм представлен небольшими штоками сиенит-порфиров. Оруденение концентрируется в линейных карстовых полостях, приуроченных к хорошо выраженной аномалиями магнитного поля зоне разломов, протягивающейся в субмеридиональном направлении вдоль контакта нижнекембрийских и нижнеюрских отложений. Рудные зоны сопровождаются геохимическими аномалиями Au и элементов спутников (Ag, Sb, Tl). Карст выполнен темно-рыжим суглинком с обломками кварцевых и полевошпат-кварцевых метасоматитов с прожилками и жеодами мориона, интенсивно лимонитизированных флюоритизированных доломитов, кварц-карбонатных брекчий, песчаников с включениями гематитизированного крупнокристаллического пирита.

Основными рудными минералами являются гетит, гематит, пирит, халькопирит и самородное золото. Спорадическую примесь образуют самородные Ag, Zn, Fe, Ti, различные интерметаллиды Cu, Ni, Zn, Sn, Mn и Cr, аргентит, арсенопирит, галенит, сфалерит, антимонит, особо следует отметить теллуриты и антимонаты Tl, сульфид Re и W. Преимущественно развиты редкоземельные карбонаты, монацит отмечается редко.

Особенностью морфологии золота Хохойского поля является пористость. Внутреннее строение пористого золота в основном ячеистое, мозговидное, петельчатое. При этом наблюдается обособления золотин мас-

сивного строения среди пористого золота. Поры в золоте остаются от окисления и разрушения ассоциирующих минералов, в основном гетит-гидрогетитового состава и теллуратов железа и меди.

По результатам исследований можно констатировать, что оруденение Хатырхайского рудного поля соотносится с золотым оруденением Лебединского месторождения по следующим характерным признакам:

1. Горизонтальные гетит-гидрогетитовые залежи и скарнированные доломиты в экзоконтакте монцонит-сиенитового лакколита.

2. Рудная масса представлена гетит-гидрогетитовыми, окварцованными метасоматитами по сиенит-порфирам, скарнированными сульфидизированными доломитами, сульфидизированными березитизированными гранитогнейсами.

3. Геохимические ассоциации элементов – Au, Ag, Cu, Bi.

4. Минеральный состав руд аналогичен таковой Лебединского месторождения.

5. Самородное золото комковидной, редко идиоморфной формы, массивного строения. Пробность от 598 до 1000‰, преобладает золото средней и высокой пробы. Элементы-примеси – Cu, Fe, Bi, Hg, Pt. Отмечается медистое золото, в котором содержание Cu достигает 38%. Золото тесно ассоциирует с гетитом, пиритом, халькопиритом, баритом, монацитом.

Оруденение рудного поля Хохой можно отнести к куранахскому типу по следующим характерным признакам:

1. Субмеридиональные линейные карстовые зоны на контакте раннекембрийских карбонатных и терригенных раннеюрских толщ осадочного чехла платформы.

2. Рудная масса состоит из окисленного суглинка с обломками халцедон-кварцевых метасоматитов с небольшим количеством калиевых полевых шпатов, насыщенных мельчайшими вкрапленниками гидроксидов железа и крупнокристаллическим гематитом.

3. Геохимические ассоциации элементов – Au, Ag, Sb, Tl.

4. Минеральный состав руд сопоставим с составом руд Куранахского месторождения. Особо следует обратить внимание на минералы таллия. Как известно, Куранахское месторождение сопоставляется с карлинским типом золоторудных месторождений, в минералогии которых минералы таллия играют существенную роль.

5. Самородное золото пористого строения, по морфологии комковидное, дендритовидное, реже отмечаются кристаллы, внутренняя структура

решетчатая, ячеистая. Пробность золота в основном высокая от 834 до 1000‰. Элементы-примеси – Cu, Hg, Bi, Pt, Hg, Fe, Pb, O. Золото тесно ассоциирует с гетитом, баритом, теллуратами Fe, Cu и галенитом.

Таким образом, по результатам исследований определен тип золотого оруденения Хатырхайского (лебединский тип) и Хохойского (куранахский тип) рудно-россыпных полей, что позволяет более корректно прогнозировать тип золоторудных месторождений и методы их поиска.

Работа подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий Республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016–2020 годы» и по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004

Литература:

1. Анисимова Г.С. Минералого-геохимические особенности руд Хатырхайского рудного поля Верхнеамгинской площади // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России**:** материалы VII ВНПК. 2017: том 1. – Якутск: Издательский дом СВФУ.С. 18-23.

2. Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Соколов Е.П. Rb-Sr систематика пород Верхнеамгинской площади (Ю.Якутия) // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока Азии: материалы ВНПК, 2016 – Якутск: Издательский дом СВФУ. – 19-23.

3. Глушкова Е.Г., Никифорова З.С., Каженкина А.Г., Соколов Е.П. Россыпная золотоносность Хатырхайского узла // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII ВНПК, 2017. – Т. I. – Якутск: Издательский дом СВФУ. С. 64-70.

4. Соколов Е.П. Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции – Якутск: Издательский дом СВФУ. 2014.С.458–462.

5. Терехов А.В., Молчанов А.В., Шатов В.В., Хорохорина Е.И., Соловьев О.Л. Типоморфизм самородного золота из кайнозойских отложений руч. Горелый и его связь с коренными источниками в пределах Верхнеамгинского рудно-россыпного узла (Южная Якутия)//Региональная геология и металлогения, 2016, № 65. С.93-103.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Аристов В.В., Григорьева А.В., Савчук Ю.С., Сидорова Н.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, rstvvv@yandex.ru

В Омчакском рудно-россыпном районе (ОРР) расположены крупнейшие на северо-востоке России месторождения золота – Наталка (суммарные запасы золота 1060 т с содержанием 1,9 г/т (данные http://polyus.com/ru/)) и Павлик (запасы и ресурсы золота 216 т (по данным http://www.arlan.ru) с содержанием 2.7-2.96 г/т). По минеральному составу и геологическим признакам Павлик, как и другие объекты ОРР, относится к пирит-арсенопиритовому минеральному типу орогенных месторождений. Месторождение отличается от типичных объектов золотокварцевой формации малым количеством кварца и кремнезема в составе руд, что сближает его с такими месторождениями как Дражное (Якутия) и Бакырчик (Казахстан).

Рудное поле отвечает фрагменту антиклинальной рамповой складки, сложенному косослоистыми алевролитами, диамиктитами и флишоидами верхней перми. Фрагмент антиклинали рассечен трещино-разломной кулисой зоны Тенькинского глубинного сдвига. Сближенные системы разновозрастных крутопадающих разломов образуют сложно построенную минерализованную зону суммарной мощностью более 350 м, прослеженную в СЗ направлении более чем на 5 км. В пределах этой зоны милониты, тектонические брекчии и области рассланцевания ограничивают блоки слабо деформированных пород. Мощности зон милонитизации и тектонических брекчий меняются от долей метра до нескольких десятков метров. Размеры слабо деформированных блоков достигают нескольких метров. Дорудный взброс, полого (30-40º) падающий в сторону долины р. Омчак, ограничивает развитие оруденения по вертикали и, в тоже время, является рудовмещающим.

Редкие дайки спессартитов и диоритовых порфиритов, так же, как и рудные тела, ограничены по восстанию пологими нарушениями раннего коллизионного этапа и вовлечены в пострудное дробление. Продуктивная арсенопиритовая минерализация наложена на породы даек. На северных флангах рудного поля на поверхность выходят две мелкие интрузии –

Вилкинский шток диоритов и Ванинский шток, включающий дорудные тела кварцевых диоритов, гранодиоритов, и пострудные трубки эксплозивных риолитовых брекчий с обломками жил продуктивного кварца. На брекчии наложена эпитермальная слабозолотоносная минерализация.

Рудоносность минерализованной зоны определяется присутствием обломков жил брекчиевой текстуры (окварцованные алевролиты и диамиктиты с кварц-карбонатным и кварцевым цементом), вкрапленностью сульфидов в тектонитах и зонами кварцевого, карбонатно-кварцевого, сульфидно-кварцевого прожилкования и сульфидной вкрапленности в слабодеформированных блоках. Границы рудных тел определяются по данным опробования. Средняя мощность - от 1,5 до 7,0 м. Слепые рудные зоны проявлены на дневной поверхности в виде систем прожилков с бедной рудной минерализацией.

Состав жильных образований преимущественно кварцевый, с примесью альбита, анкерита, серицита, хлорита, нередко только карбонатный. Из-за преобладания прожилковой и вкрапленной минерализации содержание кремнезема в рудах редко превышает 67%. Суммарное количество сульфидов не более 0,5-2,0%. Из рудных минералов, кроме самородного золота, фиксируются титанит, рутил, ильменит, арсенопирит и пирит, реже пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, а под микроскопом - блеклые руды. По данным [4] – установлены джемсонит, буланжерит, селениды серебра, шеелит. Наибольшим морфологическим разнообразием отличается пирит:

- фрамбоидальный пирит, замещающий бактериальные колонии;
- метакристаллы пирита кубического габитуса с большим количеством реликтовых включений вмещающих пород и наложенной вкрапленностью поздних сульфидов и золота.
- поздний пирит, образующий как идиоморфные кристаллы, так и мелкозернистые агрегаты, и прожилки.

Мелкая вкрапленность, гнездообразные скопления и хорошо ограненные дипирамидальные и призматические кристаллы арсенопирита встречается как в жильном кварце, так и во вмещающих породах. Твердые сульфидные включения и включения фосфатов редких земель, выявленные в метакристаллах арсенопирита, фиксируют замещение вмещающих пород и карбонатов As-S содержащим флюидом. При снижении концентрации As, S и уменьшении температуры кристаллизуется пирит или пирротин.

Среднее содержание Au в рудах колеблется от 2,5 до 6,6 г/т. Распределение золота неравномерное или весьма неравномерное. Проанализированные методом LA ICP MS зерна пирита показывают содержание до 200 г/т, причем уровень содержаний не меняется при профилировании, что указывает на равномерное распределение золота в пирите. Содержание золота в арсенопиритах не превышает 30 г/т. Свободное золото и золото в сростках наблюдаются в зальбандах кварцевых жил и прожилков, в участках дробления и рассланцевания кварца, в интерстициях зерен, образуют массивные и сетчатые прожилки в арсенопирите, вкрапленность вдоль микротрещин в раннем пирите.

Размеры частиц золота изменяются от тысячных долей миллиметра до 0,5 мм, редко до 1,5–4,0 мм. Ситовой анализ, проведенный ОАО «Золоторудная компания Павлик» по пробам из разных частей месторождения и подсчет числа золотин в 52 протолочных пробах позволяют выделить несколько групп по крупности золота.

1. Тонкое и дисперсное золото с крупностью менее 0,1 мм (пик крупности на 0,075 мм) преобладает на глубоких горизонтах и в пологопадающих телах;
2. Мелкое золото с крупностью от 0,1 до 0,4 мм (пик крупности на 0,25 мм) преобладает в рудной зоне 1;
3. Относительно крупное золото от 0,4 до 1 мм (пики крупности на 0,55 и 0,85 мм), преобладает на верхних горизонтах рудных зон.

Тонкое и мелкое золото наблюдается в срастаниях с халькопиритом и сфалеритом, образуя с ними индукционные поверхности совместного роста, а также образует изолированную вкрапленность в кварц-серицитовых агрегатах, в пирите и арсенопирите, концентрируясь вблизи зон трещиноватости. Преобладающие формы относительно крупного золота - губчато-пористые, часто с кристаллическими элементами; массивные псевдокристаллические и трещино-прожилковидные формы в арсенопирите и, реже, в серицит-карбонат-кварцевых или альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах. Ннезначительно распространены (1,5%), но крайне характерны уплощенные пластинчатые формы иногда в срастании со сфалеритом.

Пробность золота меняется в широких пределах, что объясняется неоднородностью некоторых золотин. Неоднородность особенно характерна для пластинчатого золота (высокопробные каймы) и золота с развитой пористостью. Для большинства золотин пробность, опря на СЭМ и с помощью рентгеновского микроанализатора варьирует от 780 до 800.

Кристаллизация золота запаздывает относительно кристаллизации основной массы арсенопирита, хотя часть арсенопирита кристаллизуется после золота. Состав твердых включений в золоте (калишпат, альбит, карбонат) и в арсенопирите (тетраэдрит, пирит, сфалерит, галенит) позволяет восстановить состав рудоносного флюида (Na-K-Al-Si-O-S-As).

Геохимический состав руд (РФА, ICP MS) указывает на образование жильной части руд месторождения Павлик из метаморфогенных флюидов, восстановительные свойства которых изменялись в ходе рудообразования. Источником части рудного вещества, вероятно, являлись терригенные породы, как непосредственно рудовмещающие (источник Fe, Cu, TR, Zn), так и расположенные на более глубоких уровнях земной коры (As, S, C, Bi). Присутствие магматического Cl-содержащего флюида в рудообразующих растворах месторождения Павлик устанавливается на основании изучения флюидных включений в продуктивном кварце и согласуется с данными для Наталкинского [3], Родионовского [2], а также Нежданинского [1] месторождений.

Литература:

1. Бортников Н.С. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия). // ГРМ, 2007, 49(2), С.99–145.

2. Волков А.В и др. О полихронности золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России) // ДАН 424(2), С.217–221.

3. Горячев Н.А. и др., Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России). ГРМ, 2008, 50(5), С.414–444.

4. Соцкая О.Т. Минералогические и геохимические особенности месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа в южной части Яно-Колымского золотоносного пояса. //Автореферат канд. дисс. Магадан. 2017. 23 с.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРАНУЛИРОВАННОГО КВАРЦА ПРИБАЙКАЛЬЯ

Быдтаева Н.Г., Нигматов И.Н., Галиахметова Л.Х., Киселева Р.А.
Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, г. Казань, root@geolnerud.net

Минерально-сырьевая база кварцевого сырья Прибайкальской провинции представлена двумя крупными кварценосными районами - Северо-Западным и Патомским, в пределах которых выявлены проявления гранулированного кварца и открыты месторождения.

Кварцевые проявления Северо-Западного кварценосного района приурочены к структурно-тектоническим зонам смятия: Даванской и Абчадской (Тыйско-Неручандинской), проявленных на контакте докембрийских и палеозойских пород. Среди них известны месторождения Гоуджекитское, Надежное и Тыйское.

Месторождение Гоуджекитское расположено в центральной части Даванской зоны смятия и приурочено к Озерно-Гоуджекитскому жильному полю. Месторождение представлено жилой гранулированного кварца, локализованной в тектонически ослабленной зоне субмеридионального простирания, на контакте метаморфизованных гранодиоритов ирельского интрузивного комплекса. Жила сложена гранулированным мелко-, средне-крупнозернистым кварцем с участками реликтового полупрозрачного крупно-гигантозернистого кварца.

Исходное кварцевое сырье Гоуджекитского месторождения характеризуется значительной минерализацией, обусловленной высоким содержанием минеральных включений – полевых шпатов, биотита, мусковита, серицита, гидроокислов железа, апатита, амфибола и рутила. Концентраты глубокого обогащения характеризуются сверхнормативным содержанием Al, Ti, Na, K и Li. Коэффициент светопропускания концентратов изменяется в диапазоне 42-67%, что существенно ниже нормируемой величины для высококачественного плавочного сырья (>80%). Качество концентратов, позволяет использовать их в качестве рядового светотехнического сырья.

Месторождение Надежное также расположено в Даванской зоне. Месторождение размещено в зоне диафторитов, сложенных кварц-хлорит-биотитовыми сланцами (слюдитами).

Кварцевые тела месторождения группируются в 5 линейно вытянутых кварценосных зон и представлены линзами и пластообразными жилами неправильных очертаний размером от 60×20м до 2×5 м. Внутреннее строение кварцевых жил довольно однородное. Они сложены средне-крупнозернистым гранулированным кварцем с участками реликтового кварца крупно-гигантозернистой структуры.

Исходное кварцевое сырье месторождения Надежное характеризуется незначительной минерализацией. Наиболее распространенным примесным минералом является биотит, который легко удаляется при технологической обработке сырья. Присутствуют также хлорит, мусковит, гидроокислы железа, реже встречается пирит, серицит, флогопит и лимонит. В концентратах отмечается превышение нормативов по Al и Ti. Кварцевое сырье месторождения характеризуется достаточно высокими значениями коэффициента светопропускания и является потенциально пригодным для плавки прозрачного кварцевого стекла.

Тыйское месторождение расположено в Тыйско-Неручандинской кварценосной зоне и приурочена к зоне Абчадского разлома, в шовной зоне, ограниченной крупными межформационными разломами. Месторождение локализуется в метаморфических породах патомской серии, испытавших дислокационный метаморфизм с чешуйчато - блоковым строением с развитием будинажа и частой перемежаемостью пород с различными физико-механическими свойствами. Основные запасы месторождения сосредоточены в жиле № 59.

Кварц, слагающий жилу, неоднородный по структуре: преобладает мелкогранулированный, на его фоне встречаются участки с более крупной зернистостью (гранулы размером 3-7 мм). Стекловидный кварц образует участки размером 1-5 см светло-серой, реже дымчатой окраски.

Кварцевое сырье Тыйского месторождения характеризуется высокой химической чистотой и прозрачностью, хорошей обогатимостью. Минералы-примеси представлены преимущественно мусковитом в виде мелких чешуек и их скоплений, приуроченных в основном к трещинам. В небольших количествах зафиксированы серицит, биотит, амфиболы, сфен, рутил, циркон, апатит, турмалин. Коэффициент светопропускания составляет 76-91%.

По мнению [4] высокие качественные показатели кварца Тыйского месторождения обусловлены процессами механического воздействия при перемещении тектонических пластин, вызвавших грануляцию кварца,

дробление и перетирание остальных минералов.

Месторождение Тыйское отнесено к метаморфогенно-гидротермальной формации гранулированного кварца – традиционной геолого-промышленной формации для высококачественного плавочного сырья. Однако месторождение мелкое по запасам и существенно не влияет на сырьевую базу гранулированного кварца.

Патомский кварценосный район охватывает значительную часть севера Прибайкальской провинции, к северу от р. Витим. Непосредственно с Сибирской платформой граничит дугообразная зона антиклинориев (Чуйский, Тонодский и Нёчерский), а далее к центру складчатой области размещены внутренние синклинории – Мамский и Бодайбинский [5]. Патомский кварценосный район расположен между Лево-Миньским и Мамским глубинными разломами северо-восточного простирания, которые сформировали шовную зону, со сложно дислоцированным структурно-метаморфическим комплексом [2, 3]. Жилы гранулированного кварца локализуются, преимущественно, в южном блоке, в пределах Мало-Чипикетской кварценосной зоны, ограниченной с севера Верхне-Хайвергинским разломом, с юга Верхне-Патомской системой надвигов. В пределах кварценосной зоны выделена серия купольно-кольцевых структур разного ранга и формы. К этим структурам, к ограничивающим их кольцевым и дуговым разломам, линейным сдвиго-надвигам и вихревым надвигам приурочены жилы гранулированного кварца.

Месторождение Малочипикетское (жила 2821) находится в пределах Мало-Чипикетской кварценосной зоны в одноименном рудном поле, которое приурочено к северному крылу Верхне-Хайвергинской куполовидной структуры, самой крупной, диаметром 15,5 км. К северо-восточному обрамлению купола приурочена жила 2821.

Жила 2821 имеет зональное строение: в эндоконтакте и около ксенолитов вмещающих пород прослеживаются зоны, сложенные дымчатым гранулированным кварцем, которые обогащены минеральными примесями, продуктивная (центральная) часть кварцевой жилы сложена средне- мелкозернистым (2-4 мм) бесцветным гранулированным кварцем.

Кварцевое сырье характеризуется повышенной химической чистотой. Коэффициент светопропускания составляет 72-81%. По содержанию «вы-

сокотемпературной» воды (22-23 мкг/г) кварцевый концентрат жилы 2821 соответствует сорту КГО-3 и выше для получения кварцевого стекла. Гранулированный кварц Патомского кварценосного района - жилы 2821 и аналогичных по своим характеристикам жил может быть использован в производстве прозрачного кварцевого стекла для изделий электронной промышленности.

Геологические и минералогические особенности месторождений гранулированного кварца Прибайкальской провинции, а также качественные характеристики кварцевого сырья позволили выделить два геолого-промышленных типа. Кварцевое сырье Гоуджекитского месторождения отнесено к рядовому сырью. Месторождение Мало-Чипикетское - наиболее перспективный объект Прибайкалья. Выявленные и технологически оцененные многочисленные проявления гранулированного кварца, локализованные в пределах данной площади, повышают инвестиционную привлекательность Патомского кварценосного района.

Работа выполнена в рамках Гос.контракта в период 2015-2017 гг. ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» в содружестве с ОАО «Кыштымский ГОК».

Литература:

1. Аксенов Е.М., Быдтаева Н.Г., Бурьян Ю.И. и др. Перспективы использования кварцевого сырья России в высоких технологиях // Разведка и охрана недр, №9, 2015. С. 57-66.

2. Быдтаева Н.Г, Киселева Р.А. Новые и традиционные типы месторождений кварцевого сырья Прибайкалья // Мат. Всероссийской научно-практической конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождения Прибайкалья и Забайкалья». Улан-Удэ, 2010. С. 32-34.

3. Быдтаева Н.Г, Киселева Р.А. и др. Шовные зоны как основные рудоконтролирующие структуры месторождений безрудного кварца // Современные проблемы изучения и использования минерально-сырьевой базы кварцевого сырья, Миасс, 2011. С. 33-47.

4. Макрыгина В.А., Федоров А.М. Преобразование кварцитов как следствие поздних тектонических событий в развитии Чуйской и Гарганской глыб // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №12. С. 1871-1888.

5. Малышев А.Г., Особенности формирования кварцевых жил в Патомском нагорье // Дан, 1987, т. 292, №2.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК

Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, tma2105@yandex.ru

Известно, что микроэлементы и РЗЭ активно реагируют на окислительно-восстановительную среду природных обстановок, что позволяет использовать их в качестве геохимических индикаторов источников вещества и условий рудообразования [1-3]. Поэтому авторы, располагая данными ISP–MS, посчитали возможным, проанализировать поведение РЗЭ в рудах месторождения Павлик.

Месторождение Павлик расположено в 20 км южнее Наталкинского месторождения и входит наряду с месторождениями Омчак и Наталка в Омчакский рудный узел. Руды месторождение Павлик, как и других месторождений (Наталкинское, Омчак, Золотая речка) Омчакского рудного района, относится к пирит-арсенопиритовому типу золотокварцевой формации.

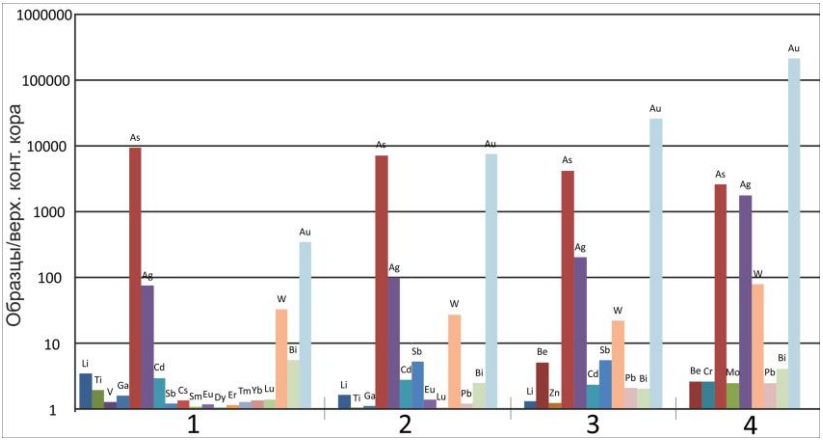


Рис. 1. Распределение микроэлементов (средние значения) нормированных на верхнюю кору [6], по классам содержаний Au
(1 – <1.0; 2 – 5–20; 3 – 30–60; 4 – >300) в рудах месторождения Павлик.

Как видно на рис. 1 руды характеризуются явным обогащением халькофильными элементами (Au, Ag, As, W, Bi) по сравнению со средними значениями верхней коры [6] и с вмещающими пермскими толщами региона [4]. Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких – до десятков тысяч раз (рис. 1), что свидетельствует о геохимическом сродстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании. Отличительная особенность руд Павлика – заметная обогащенность W, Bi и РЗЭ (рис. 1). Повышенные содержания W и Bi может указывать на участие в рудообразовании магматических [2], а РЗЭ – метаморфических флюидов.

Выполненные исследования показали, что руды месторождения Павлик явно обогащены легкими- и обеднены тяжелыми РЗЭ, со значениями Hf/Sm, Nb/La и Th/La меньше 1. Следовательно, рудообразующие флюиды принадлежали NaCl–H2O гидротермальной системе, обогащенной Cl относительно F [7], что корреспондирует с результатами изучения флюидных включений в рудном кварце месторождения. Значения U/Th в рудах значительно меньше, чем 0.75 (варьируют от 0.39 до 0.52) и немного выше, чем значения вмещающих пермских пород [4], что свидетельствует об окислительной среде рудоотложения [7]. Величина отношения Co/Ni в рудах месторождения Павлик варьирует от 0.42 до 1.26, что характерно для метаморфогенных гидротермальных флюидов [7]. Значения отношения Y/Ho в основном варьируют от 27.64 до 29.83, что соответствует диапазону флюида, сформировавшегося в результате регионального зеленокаменного метаморфизма вмещающих пород [7, 8].

Сумма РЗЭ в рудах месторождения соответствует, а в некоторых пробах штокверковых руд даже заметно превышает сумму РЗЭ в терригенных толщах района [4], хондритах и верхней коре [6] и в несколько раз больше, чем в рудах Наталкинского и Родионовского месторождений [2]. Минералогические исследования показали наличие акцессорных включений монацита и ксенотима в кристаллы пирита и арсенопирита [5]

Нормированные на хондрит РЗЭ образуют слегка наклонные спектры (рис. 2), обогащены легкими РЗЭ и заметно обеднены тяжелыми РЗЭ, как и руды Наталкинского и Родионовского месторождений [2]. Наклонные и пологие участки спектров РЗЭ в большинстве рудных проб (см. рис. 2), сходны с таковыми для вмещающих пород [4], что позволяет предполагать унаследованное развитие РЗЭ в рудах. Богатые руды по сравнению с пробами других классов характеризуется аномально низким значением РЗЭ и Eu максимумом в спектре РЗЭ (рис. 2).

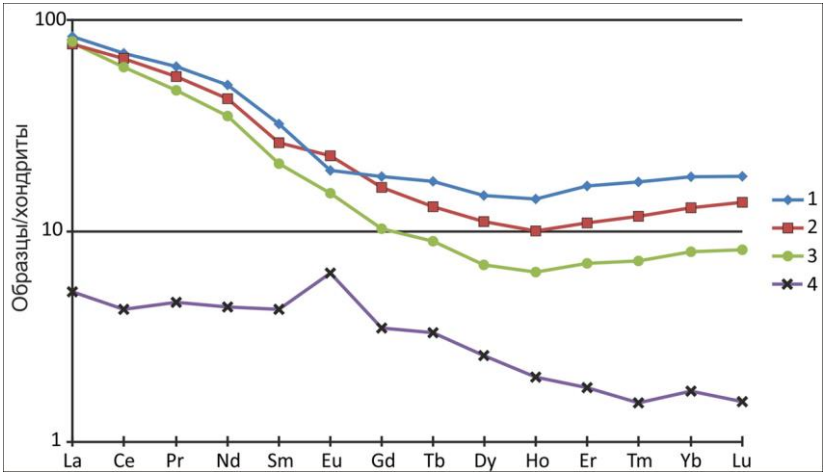


Рис. 2. Нормированные на хондрит РЗЭ по классам содержаний Au в рудах месторождения Павлик. Классы содержания золота (г/т): 1 – <1.0; 2 – 5–20; 3 – 30–60; 4 – >300.

Следует отметить, что богатые руды представлены главным образом жильным кварцем в отличие от бедных штокверковых руд, где много породного материала. Eu и Ce аномалии обычно рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования [1, 2, 7]. В большинстве проб из руд месторождения Павлик δCe и δEu варьируют от умеренно отрицательных до небольших положительных значений (δCe = от 0.88 до 1.34) и (δEu = 0.81 до 1.43). Разница между этими двумя сочетаниями Eu и Ce аномалий подразумевает, что в рудообразовании восстановительный потенциал имел возрастающую тенденцию [1, 7]. Следует отметить, что существенная роль магматического флюида в рудообразовании, в результате изучения РЗЭ, установлена на Наталкинском, Родионовском [2] и Нежданинском [1] – крупнейших месторождениях золота в ЯКС. Таким образом, в результате исследований установлено обогащение руд месторождения Павлик халькофильными микроэлементами (Au, Ag, As, W и Bi). В рудах выявлена повышенная концентрация РЗЭ, которая обусловленная присутствием включений монацита и ксенотима в сульфидах. Отличительные особенности руд – обогащенность Bi и W и максимумы Eu в спектрах РЗЭ богатых руд, подтверждают участие в рудообразовании магматического флюида, который мог накладываться на ранние метаморфогенные кварцевые жилы и прожилки. Полученные резуль-

таты в целом подтверждают метаморфогено-магматогенную модель формирования промышленных золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса [9]. Приведенная информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений золота.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 48 «Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения»

Литература:

1. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. №2. С. 99–145.

2. Волков А.В., Савва Н.Е, Мурашов К.Ю. и др. Геохимические особенности золото-кварцевых жил в интрузивах гранитоидов и терригенных толщах Яно-Колымского складчатого пояса (Северо-восток России) // ДАН. 2016. Т. 470. № 1. С. 77–82.

3. Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М. и др. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и PT-условия образования, кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 № 11. С. 1851–1867.

4. Михалицына Т.И. Литология и геохимия верхнепермских пород юго-западного фланга Аян-Юряхского антиклинория на примере разреза по руч. Тихоня (Магаданская область) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2014. № 4. С. 17–28.

5. Соцкая О.Т. Минералогические и геохимические особенности месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа в южной части Яно-Колымского золотоносного пояса // Автореф. канд. дис. Магадан, 2017. 22 с.

6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

7. 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.

8. Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. // Earth. Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 709–724.

9. Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J. et al. Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // Ore Geology Reviews. 2014. V. 62. P. 1–24.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ПРОГНОЗНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ХИВАЧСКИЙ ВЫСТУП ОМОЛОНСКОГО МАССИВА)

Волков А.В.[1], Савва Н.Е.[2], Мурашов К.Ю.[1]
1 – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, tma2105@yandex.ru
2 – Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, savva@neisri.ru

Недавно разведанное ОЗРК месторождение Прогнозное находится в Северо-Эвенском районе Магаданской области, в 95 км к северо-востоку от районного центра пос. Эвенска. Расстояние до знаменитого месторождения Кубака, расположенного севернее – 100 км. Месторождение находится в краевой части Хивачского выступа архейского кристаллического фундамента (эрозионного окна среди юрских осадочных пород). В пределах рудного поля на архейском цоколе с угловым и стратиграфическим несогласием залегают девонские вулканиты, которые в свою очередь перекрываются осадочной триасовой толщей и позднемеловыми изверженными породами ОЧВП. Руды представлены экзотической для Северо-Востока Au-гематит-баритовой минерализацией [5].

Настоящая публикация обобщает первых результаты геохимических исследований руд этого месторождения. Известно, что микроэлементы и РЗЭ активно реагируют на окислительно-восстановительную среду, что позволяет использовать их в качестве геохимических индикаторов источников вещества и условий рудообразования [1–5]. Поэтому авторы, располагая данными ISP–MS, посчитали возможным, проанализировать поведение микроэлементов и РЗЭ в рудах месторождения Прогнозное.

Как видно на рис. 1 руды характеризуются явным обогащением четырьмя элементами (Au, Ag, Sb, Ba) по сравнению со средними значениями верхней коры [6]. Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких (V, Zn, As, Mo, Cd, Cs, Eu, W) – до десятков (Ba и Sb), сотен (Ag) и тысяч (Au) раз (рис. 1), что свидетельствует о геохимическом сродстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании. Причем обогащенность руд серебром связано с присутствием заметного количества Ag (~20%) в самородном Au [5]. Отличительная особенность изученных руд, по сравнению с палеозойскими эпитермальными месторождениями [3], –

заметная обогащенность Ba (сходство с рудами типа Куроко [4]) и незначительное обогащение большинством халькофильных элементов.

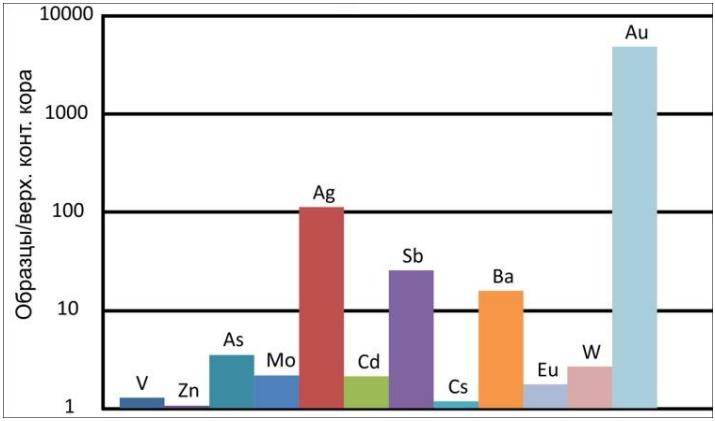


Рис. 1. Распределение микроэлементов (средние по 4 пробам), нормированных на верхнюю кору [6], в рудах месторождения Прогнозное.

Выполненные исследования показали, что руды Прогнозного явно обогащены легкими- и обеднены тяжелыми РЗЭ, со значениями Hf/Sm, Nb/La и Th/La меньше 1. Следовательно, рудообразующие флюиды принадлежали NaCl–H2O гидротермальной системе, обогащенной Cl относительно F [7]. Значения U/Th в рудах в среднем (0.49) значительно меньше, чем 0.75, что свидетельствует об окислительной среде рудоотложения [7]. Величина отношения Co/Ni в рудах варьирует от 0.67 до 2.09, что характерно для метаморфогенных гидротермальных флюидов [7]. Значения отношения Y/Ho в основном варьируют от 19.85 до 23.59, что соответствует диапазону флюида, сформировавшегося в результате регионального зеленокаменного метаморфизма вмещающих пород [7, 8].

Сумма РЗЭ в рудах соответствует хондритам и верхней коре [6] и в несколько раз больше, чем в рудах эпитермальных палеозойских месторождений [3]. Нормированные на хондрит РЗЭ образуют слегка наклонные спектры (рис. 2), обогащены легкими РЗЭ и заметно обеднены тяжелыми РЗЭ и характеризуется Eu максимумом в спектре РЗЭ (рис. 2), как и руды эпитермальных палеозойских [3] и типа Куроко [4] месторождений. Eu и Ce аномалии рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования [1, 7]. В изучен-

ных пробах δCe и δEu варьируют от умеренно отрицательных до положительных значений (δCe = от 0.97 до 1.07) и (δEu = 0.99 до 2.45). Разница между этими двумя сочетаниями Eu и Ce аномалий подразумевает, что в рудообразовании восстановительный потенциал имел возрастающую тенденцию [1, 7].

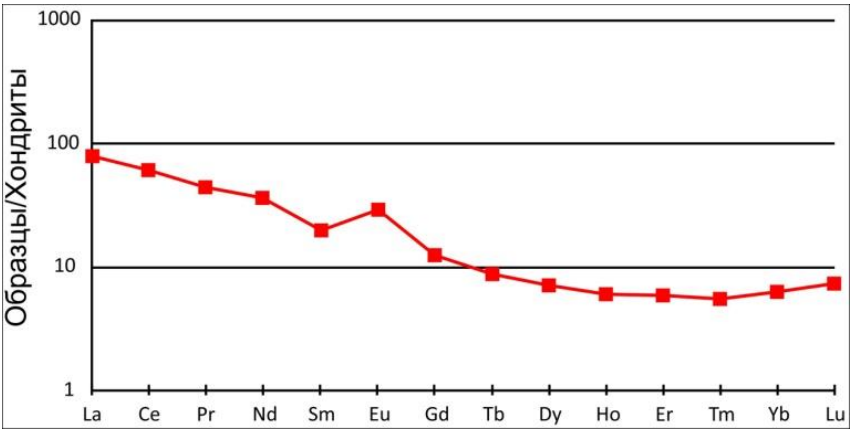


Рис. 2. Нормированные на хондрит РЗЭ (среднее по 4 пробам) в рудах месторождения Прогнозное.

Таким образом, в результате исследований установлено заметное обогащение руд месторождения Прогнозное Au, Ag, Sb, и Ba. Причем обогащенность руд Ag связано с присутствием заметного количества Ag (~20%) в самородном золоте [5]. Отличительная особенность руд, по сравнению с палеозойскими эпитермальными месторождениями [3] – заметная обогащенность Ba (сходство с рудами типа Куроко [4]) и незначительное обогащение большинством халькофильных элементов. Последний факт, как и поведение РЗЭ в рудах, подтверждает предложенную ранее модель формирования Прогнозного месторождения: вторичное обогащение и перераспределение золота и железа из вмещающих толщ в зоны кварц-гематит-барит-карбонатных прожилков в связи с внедрением мощных меловых даек и силлов [5].

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 48 «Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения»

Литература:

1. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. №2. С. 99–145.

Волков А.В., Сидоров А.А., Мурашов К.Ю. и др. Новые данные по геохимии руд золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. №. 5. С. 77–85.

3. Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е. и др. Особенности эпитермального рудообразования в Кедонском палеозойском вулкано-плутоническом поясе Северо-Востока России, по данным геохимических исследований Au-Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016. №.6. С. 3–21.

4. Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е. и др. Геохимические особенности руд типа Куроко месторождения Хотойдох (Северо-восток России) // ДАН. 2017. Т.477. №.6. С. 694–698.

5. Савва Н.Е., Волков А.В., Ишков Б.И., и др. Модель формирования золото-гематит-баритовой минерализации месторождения Прогнозное (Северо-восток России) // ДАН. 2014. Т.456. №4. С. 461–464.

6. Тейлор С.Р. и Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

7. 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.

8. Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. // Earth. Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 709–724.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МЕЛОВОЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧУКОТКИ

Галямов А.Л., Волков, А.В., Сидоров А.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, alg@igem.ru

Пространственный анализ размещения стратифицированных и магматических формаций на основе геологической карты масштаба 1:500 000 и базы данных по рудным проявлениям благородных и цветных металлов, составленных «Чукотнедра» (2007 г.), пространственно привязанных материалов по геологии и минералогии месторождений, открытых гравиметри-

ческих и магнитометрических карт, результаты проекта GOCE указывает на тесную связь золоторудных месторождений с геодинамическими условиями развития мелового магматизма. Ареалы проявления мелового интрузивного магматизма занимают почти всю территорию Чукотки. Раннемеловые гранитоиды, распространенные в основном в пределах Чукотского и Корякско-Камчатского поясов, могут быть отнесены к доаккреционному комплексу вулкано-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов [2]. Ареалы различных по составу интрузий, часто совмещены, обозначая очаговые области с наиболее полным развитием магматизма. В частности, совмещение ареалов отмечается среди островодужных вулкано-плутонических ассоциаций ОВП и охватывает Егдыгкычский полифазный интрузивный массив монцонитов и монцодиоритов, в ареале которого размещается порфировое месторождение Песчанка. При возрасте егдыгкычских пород 139—143 млн лет низкие изотопные отношения Sr и Nd в монцодиоритах и метасоматитах свидетельствуют об отсутствии в них древнего вещества континентальной коры [3].

ОЧВП — типичный постаккреционный окраинно-континентальный надсубдукционный вулкано-плутонический пояс. Совмещенные ареалы развития различных по составу и возрасту позднемеловых интрузивов, размещаются преимущественно в осевой зоне ОЧВП, в области развития «окисленных» гранитоидов I-типа. Вместе с раннемеловыми они приурочены к участкам наиболее мощной литосферы Центральной и Восточной Чукотки. К одному из таких участков приурочен полифазный Танюрерский плутон сложного строения и возраста - 82.9 – 77.3 млн лет. Установлены несколько интрузивных фаз от габброидов до лейкогранитов, что может указывать на захват глубинных ксенолитов основного состава или на смешение магм основного и кислого составов [4]. По петрографическим и геохимическим особенностям породы плутона соответствуют гранитам I-типа, имеющих смешанный корово-мантийный источник магм.

На территории ЧАО вместе с пунктами минерализации насчитывается более 6 тыс. рудных объектов, среди которых только 72 месторождения. В составе золоторудных и Au-содержащих формаций идентифицированы Au-кварцевая жильная в терригенных толщах, Au-редкометальная (Au-Bi), связанная с интрузивами гранитоидов, Au-сульфидная вкрапленных руд (с упорным, невидимым золотом), Au-Ag эпитермальная (низкосульфидизированная), Cu-Mo-Au-порфировая, колчеданно-полиметаллическая (тип

Куроко с Au и Ag). Большинство золоторудных месторождений и рудопроявлений локализовано в терригенных флишоидных толщах. Вторая по значению вмещающая среда — интрузивные породы.

Подавляющее большинство рудопроявлений Чукотки, залегающих в различных по составу и возрасту породах, размещается в ареалах гранитоидного магматизма мелового возраста. При этом нормированные на кларк верхней коры содержания элементов-примесей в рудах, залегающих в раннемеловых гранитоидах, заметно выше, чем в рудах вулканогенных и терригенных комплексах того же или более древнего возраста. В позднемеловых вулканитах руды, с другой стороны, отличаются более высокими концентрациями примесей, чем в раннемеловых. Сравнение спайдер-диаграмм, нормированных на кларк верхней коры содержаний элементов-примесей в рудах около 700 коренных проявлений показывает, что концентрации Bi, Hg, Sb, Sn, W в раннемеловых гранитоидах, вулканитах и терригенных породах выше, чем в позднемеловых аналогах. С другой стороны, в позднемеловых вмещающих породах содержания в рудах Li, Ni, Ag, Zn, Pb, Mn заметно выше.

Пространственный анализ показал, что многочисленные проявления Au-кварцевого типа в терригенных флишоидных толщах Чукотского складчатого пояса развиты преимущественно в ареалах раннемелового гранитоидного магматизма на мощной коре коллизионного типа. Наиболее отчетливая пространственная связь с ареалами отмечается у проявлений Au-Bi типа в терригенных толщах, гранитах и гранодиоритах. В рудах этого типа часто отмечается высокая корреляция между Au и As, наиболее ярко проявленная в рудах в гранитоидах. Намечается зональность в распределении мышьяковистых руд, когда наиболее высокие значения As/Au выявляются в рудах, залегающих в полях развития риолитовых комплексов, приуроченных к ареалам развития сиенитовых и лампрофировых даек мелового возраста.

Многочисленные Cu-Mo-порфировые месторождения связаны с магматизмом палеоостровной дуги, расположенной между Южно-Анюйским и Омолонским террейнами. В Баимской металлогенической зоне имеются многочисленные Au-Ag-содержащие Cu-порфировые, Mo-Cu-порфировые, Au-Ag-эпитермальные месторождения и проявления. Cu-Mo-Au-Ag штокверки (Песчанка и Находка) приурочены к сиенитовым и монцонитовым массивам и сопровождаются россыпями высокопробного золота с редкими платиноидами. Среди верхнеюрских отложений известны многочисленные

сульфидно-кварцевые и кварц-карбонатные эпитермальные жилы с Au-Ag-оруденением (месторождение Весеннее, проявления Верное, Смешливое, Эргувеемское, Гусь и др.). С ареалами раннемеловых гранитоидов в пределах ОВП связаны золотосодержащие Cu-Mo-порфировые и Au-Ag эпитермальные месторождения и рудопроявления в Инняхском, Тополевском, Орловском и Эргунейском рудных узлах.

На остальной территории ЧАО с раннемеловыми и позднемеловыми гранитоидами связаны также многочисленные проявления Cu-Mo-порфировой формации, причем высокое и среднее отношение Mo/Cu чаще отмечается в ареалах раннемеловых гранитоидов, а существенно Cu — в ареалах позднемеловых.

В ОЧВП с ареалами позднемеловых гранитоидов пространственно связано большинство объектов Cu-Mo-порфировой и Au-Ag эпитермальной рудных формаций. Рудопроявления Cu-Mo-порфировой формации (Вечернее, Ольховская группа, Танюрерская группа, Эргувеемская группа) локализованы во внешней зоне ОЧВП. Их кварцево-жильные зоны и штокверки залегают преимущественно в гранитах и гранодиоритах, тела которых нередко трассируют глубинные разрывные зоны, и реже в надапикальных блоках, сложенных триас-юрскими песчаниками и позднемеловыми эффузивами.

Au-Ag эпитермальные месторождения, принадлежащие Cu-Mo-порфировой рудообразующей системе, располагаются во внутренней зоне ОЧВП преимущественно в пределах ареалов позднемеловых гранитоидов. Соотношения Ag/Au здесь более низкие, чем в рудах других рудообразующих систем. Они залегают обычно в вулканитах среднего состава. Проявления с более высокими значениями Ag/Au встречаются во внешней зоне ОЧВП, где они связаны с Sn-порфировой рудообразующей системой и приурочены к ареолам позднемелового интрузивного магматизма сложного состава. Рудовмещающие породы представлены обычно кислыми эффузивами.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 55 «Арктика – научные основы новых технологий освоения, сохранения и развития»

Литература:

1. Волков А.В., Сидоров А.А. Au-Ag-месторождения вулканогенных поясов северо-востока Азии — основа создания новых горнорудных районов // Золото и технологии. — 2011. — № 4. — С. 6—18.

2. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — М., 2012. — 49 с.

3. Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н. Возраст молибден-медно-порфирового оруденения месторождения Песчанка, Чукотка // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов): Материалы конференции. — Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. — С. 138—139.

4. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В. Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии: Статья 1: Геология, петрография и геохимия // Вестн. МГУ. — 2006. — № 5. — С. 13—20.

5. Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А. и др. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов северо-востока Азии // Литосфера. — 2010. — № 3. — С. 36—50.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Гамянин Г.Н.[1,2], Фридовский В.Ю.[2], Викентьева О.В.[1]

1 – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, gagmen@mail.ru

2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, 710933@list.ru

Приводятся новые результаты изотопно-геохимических исследований, дополняющие ранее полученные [1, 2, 4, 5, 6, 7, 8]. Они позволяют рассмотреть генетические особенности разновозрастной гидротермально-метаморфогенной, золото-висмутовой, золото-кварцевой (золото-сульфидно-кварцевой), золото-сурьмяной, серебро-сурьмяной минерализация и эволюцию рудообразующих процессов Адыча-Тарынской металлогенической зоны [3].

Изучен изотопный состав кислорода в кварце, углерода и кислорода в карбонатах, серы в сульфидах. Измерения проводились масс-спектрометрическим методом в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А. Веливецкая) по стандартным методикам.

Изотопный состав кислорода кварца. Ранний метаморфогенный кварц вне рудных зон имеет величины $\delta^{18}O$ равные +20.1±2‰. Величины $\delta^{18}O$ кварца золото-висмутовых месторождений изменяются в узком интервале +12.5±0.4‰. Для кварца золото-кварцевой минерализации вариации значительно шире – величины $\delta^{18}O$ изменяются от +14.2 до +19.5‰. Схожий интервал характерен для золото-сурьмяной минерализации ($\delta^{18}O$ = +16.1…+19.2‰). Криптозернистый кварц серебро-сурьмяной минерализации обогащен легким изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ = –3.2…+4.7‰).

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов был изучен для всех типов благороднометалльной минерализации Адыча-Тарынской зоны, а также для кальцита из ранних гидротермально-метаморфогенных прожилков. Величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ контрастны для изученных типов минерализации и изменяются соответственно от -6.9 до -5.9‰ и от +2.1 до +5.7 для анкерита золото-висмутовых месторождений, от -9.1 до -6.1‰ и от +12.4 до +18.7‰ для анкерита золото-кварцевой минерализации, от -12.1 до -9.5 и от +15 до +16.3‰ для анкерита золото-сурьмяного оруденения, от -11.6 до -11.1‰ и от +1.5 до +4.7‰ для кальцита серебро-сурьмяной минерализации. Интервалы значений $\delta^{18}O$ перекрываются для золото-висмутовых и серебро-сурьмяных месторождений, а также для золото-кварцевых и золото-сурьмяных. Для $\delta^{13}C$ наблюдается частичное совпадение интервалов значений для золото-висмутовых и золото-кварцевых, а также для золото- и серебро-сурьмяных месторождений. Метаморфогенные кальциты обогащены тяжелым изотопом как углерода (-1.1…-1.7‰), так и кислорода (+20.3 до +20.5‰).

Изотопный состав серы сульфидов был изучен для продуктивных жил разных типов месторождений. Проанализированы монофракции арсенопирита (Apy), пирита (Py) и антимонита (Ant), для которых получен достаточно широкий интервал значений $\delta^{34}S$ (-6.8…+5.4‰). Для разных типов минерализации получены следующие величины $\delta^{34}S$: золото-висмутовая – -3.7…-2.2‰ (Apy), -6.7…-6.8‰ (Py); золото-кварцевая – -2.1…+2.4‰ (Apy), -6.6…+5.4‰ (Py), -6.1…+4.2‰ (Ant); золото-сурьмяная – -2.0…+1.6‰ (Apy), -3.5…+2.1‰ (Py), -5.3…+0.2‰ (Ant); серебро-сурьмяная – -2.0…-1.9‰ (Apy), -2.2±0.1‰ (Py), -5.7…-5.6‰ (Ant).

Анализ химического состава флюидов включений различными методами был выполнен из навески 0.5 г фракции 0.5–0.25 мм в ЦНИГРИ (аналитики С.Г. Кряжев, Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе [3]. Анализировались углекислота и метан, а после приготовления вытяж-

ки в растворе определялись Cl, K, Na, Ca и Mg, а также методом ICP-MS широкий спектр рудных, редких и рассеянных элементов. Наиболее насыщенная минерализация флюида во включениях отмечается для серебро-сурьмяного и золото-антимонитового типа оруденения, а минимальная для малосульфидного золото-кварцевого типа из кварца с полиметаллической ассоциацией минералов. Анализ содержания основных компонентов в разных типах месторождений позволил установить специфику рудообразующего флюида.

Гидротермально-метаморфогенная минерализация (Q) – флюид имеет натрово-кальциево-сульфатный состав с высокой долей (90%) CO_2 в газовой составляющей; *золото-висмутовая* (Au-Bi) – Na-Ca-Cl состав флюида с высокой долей CO_2 в составе газов; *малосульфидная золото-кварцевая* (Au-Q) – преимущественно кальциево-натрово-бикарбонатный флюид с 80% долей CO_2 в газовой составляющей; *золото-антимонитовая* (Au-Sb) – кальциево-магниево-бикарбонатный флюид с преобладающей ролью CO_2 среди газов; *серебро-сурьмяная* (Ag-Sb) – кальций-магниево-сульфатно-бикарбонатный флюид, практически безметановый.

Следует отметить, что, несмотря на различное содержание главных компонентов флюида в месторождениях с различными минеральными ассоциациями (арсенопиритовой, полиметаллической, бертьеритовой и антимонитовой) тип раствора и соотношения компонентов меняются незначительно. Содержания микрокомпонентов во флюиде существенно различаются в разных типах месторождений.

Данные по изотопному составу кислорода в кварце, углерода и кислорода в карбонатах, серы в сульфидах из разных типов благороднометалльной минерализации Адыча-Тарынской металлогенической зоны свидетельствуют о различных источниках гидротермальных флюидов, участвующих в их образовании [4]. Для золото-висмутовых и золото-сурьмяных месторождений ведущую роль играют магматогенные флюиды, для золото-кварцевых месторождений возрастает роль метаморфогенных флюидов, а в формировании серебро-сурьмяных месторождений участвуют метеорные воды. С малоглубинными камерами массивов гранитоидов связаны золото-висмутовые месторождения, а с их промежуточными очагами, которые на современном срезе фиксируются по сгущению даек диорит-порфиритов, – золото-кварцевые (золото-сульфидно-кварцевые) месторождения. Во флюиде, из которого кристаллизовался кварц изученных золоторудных месторождений, ведущую роль играет магматическая вода.

Об этом свидетельствуют также значения $\delta^{34}S$ рудообразующего флюида (от -3 до +3‰). Установлено также участие метаморфогенных флюидов в рудообразовании. Часть серы вовлекалась в гидротермальную систему из вмещающих пород. Формирование близповерхностного золото-антимонитового и серебро-сурьмяного оруденения связано с тектонической активизацией Адыча-Тарынской зоны разломов в позднемеловое время.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2016-0004) и ИГЕМ РАН (№0136-2018-0025).

Литература:

1. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитермальных антимонитовых руд // Геология рудных месторождений, 2010. Т.52., № 5. С. 381–417.
2. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС. 2001. 221 С.
3. Гамянин Г.Н., Суплецов В.М., Фридовский В.Ю. Адыча-Нерская металлогеническая зона: гидротермальные и метаморфогенные Au кварцевые жильные месторождения // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 345-350.
4. Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018 (в печати).
5. Кряжев С.Г., Васюта Ю.В., Харрасов М.К. Методика валового анализа включений в кварце // Материалы XI Междунар. конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС. 2003. С. 6–10.
6. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7–21.
7. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана Тарынского рудного узла // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3 –7.
8. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 50–62.
9. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4.С. 39–52.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ МЕЛКОГО РОССЫПНОГО ЗОЛОТА ЭБЕЛЯХСКОЙ ПЛОЩАДИ

Герасимов Б.Б.[1], Желонкин Р.Ю.[2]
1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Bgerasimov@yandex.ru
2 – АО «Алмазы Анабара», zhelonkinry@alanab.ru

Введение

Эбеляхская площадь относится к Анабарскому полиминеральному россыпному району [3], основным полезным компонентом которого является алмаз. Кроме алмаза практически во всех россыпях исследуемого района выявлено золото с содержанием от первых мг до 500 мг/м^3. Одной из важнейших нерешенных проблем на исследуемой территории является установление коренных источников мелкого золота. Авторами изучены типоморфные особенности мелкого золота бассейна р. Биллях, с целью выявления его потенциальных источников.

Результаты исследований и обсуждение

В пределах района работ на уровне современного среза развиты терригенно-карбонатные и вулканогенные породы кембрия, перми, триаса, а также комплекс рыхлых четвертичных отложений. Магматические образования района представлены интрузивными телами основного и щелочно-ультраосновного состава мезозойского возраста. В структурно-тектоническом плане они, как правило, контролируются разломами северо-западного и субширотного простирания Молодо-Попигайской зоны глубинных разломов.

Изучено россыпное золото из аллювиальных отложений среднего течения р. Биллях общим весом 950 мг. Анализ гранулометрического состава изученного золота показал, что преобладает мелкое золото фракции -0,5 – около 90%. По морфологическим особенностям основная часть золота характеризуется пластинчатой формой, тонко- грубошагреневой поверхностью с отпечатками вдавливания минералов. Оно обладает сильно преобразованным внутренним строением, что выражается структурами перекристаллизации, грануляции и мощной высокопробной оторочкой. Пробность золота варьирует в очень широких пределах, однако доминирует (более 75%) золото высокой пробы. В целом, совокупность типоморфных признаков основной части изученного золота указывает на дальность его пе-

реноса и переотложения из промежуточных коллекторов. В качестве последних могли служить золотоносные галечники неоген-четвертичного возраста, широко распространенные на водораздельных пространствах бассейна р. Биллях. По данным предшественников [4, 5] мелкое пластинчатое золото повсеместно отмечается в водораздельных галечниках кайнозоя всего северо-востока Сибирской платформы.

Наряду с этим золотом, во всех изученных пробах обнаружено весьма мелкое (-0,2 мм) золото рудного облика пластинчатой, угловато-комковидной и дендритовидной форм – до 15%. Поверхность их практически необработанная губчатая и пористая. Пробность варьирует в очень широких интервалах – от низкой (535‰) до весьма высокой (999‰). Анализ пробности золота и его морфологических особенностей показал, что относительно низкой (799-700‰) и низкой (699-500‰) пробностью обладают исключительно золотины рудного облика.

В свете вышеизложенного весьма примечательным является выявление в бассейне р. Эбелях золотосульфидного рудного проявления вкрапленного типа. Оно локализовано в зоне тектонической трещиноватости (Молодо-Попигайская система разломов) кембрийских карбонатных пород видимой протяженностью около 800 м и шириной 15–20 м. В измененных доломитах, что выражено в окварцевании и калишпатизации, содержание Au по данным атомно-абсорбционного анализа достигает 0,6 г/т. Рудная минерализация представлена мельчайшими (первые мкм) выделениями самородного золота, серебра, пирита, сфалерита, галенита, антимонита, аргентита, самородного олова, цинка и железа [1].

Как показано на тектонической схеме (рис. 1), разлом, в котором локализовано изученное вкрапленное оруденение, протягивается в субмеридиональном простирании до верховьев р. Биллях, где пересекается с субширотным разрывным нарушением. Известно, что такие узлы пересечения разломов являются наиболее благоприятными для формирования золоторудных месторождений. Поскольку разломы – это природная система, создающая благоприятные условия для образования концентраций элементов с низкими содержаниями: Au, Pt, Pd, Ag и т.д. Они являются одним из основных элементов тектонического контроля золотоносности – «золотоконцентрирующими» структурами [2]. В связи с этим, правомерно предположить, что на данном участке возможно формирование источника весьма мелкого золота.

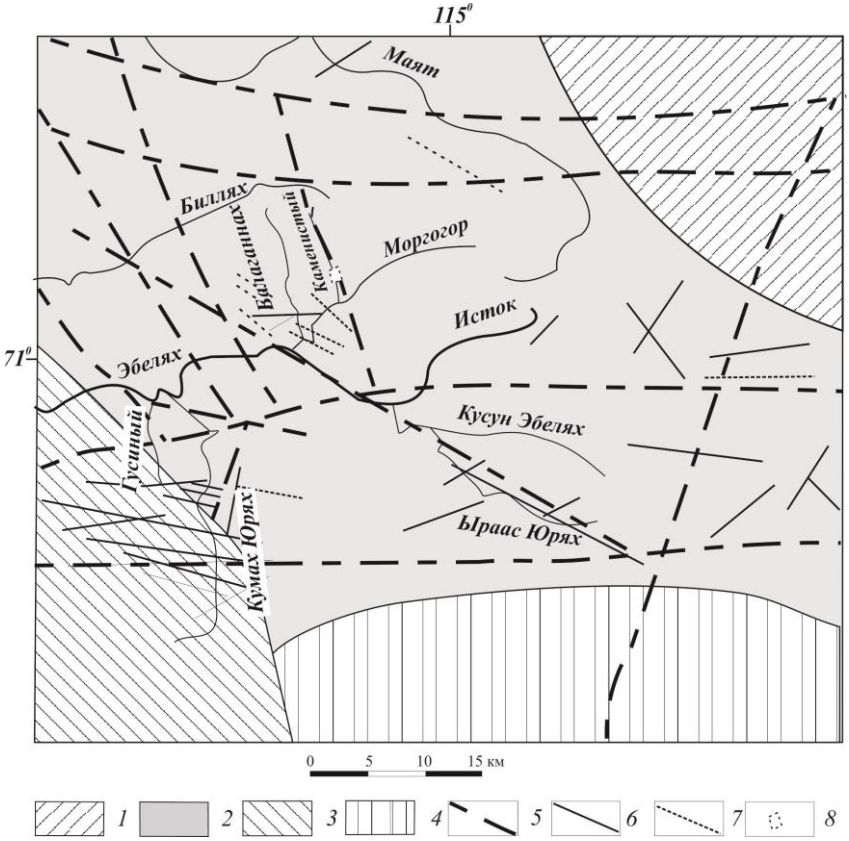


Рис. 1. Схема тектонического строения Эбеляхской площади. По данным И.Б. Рубенчика и др. [4] с изменениями и дополнениями: 1 – Лено-Анабарский прогиб; 2 – Лено-Попигайский вал; 3 – северо-восточный склон Анабарского поднятия; 4 – Суханский прогиб; 5 – разломы в фундаменте по геофизическим данным; 6 – разрывные нарушения в осадочном чехле: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – зона рудной минерализации.

Таким образом, в верхнем течении р. Биллях в узле пересечения разломов различного направления, определяемых предшественниками как глубинные [4], прогнозируется золоторудное проявление – потенциальный коренной источник весьма мелкого золота.

Краткие выводы

В бассейне р. Биллях преобладает мелкое золото фракции -0,25 мм, что составляет около 70% и характеризуется главным образом пластинчатой формой, тонко- грубошагреневой поверхностью с отпечатками вдавливания минералов и сильно измененной внутренней структурой. Это указывает на поступление золота из промежуточных коллекторов, в качестве которых служили галечники неоген-четвертичного возраста.

Во всех изученных пробах обнаружено мелкое золото рудного облика ближнего сноса угловато-комковидной и дендритовидной форм, что свидетельствует о наличии не установленного коренного источника. Потенциальный коренной источник прогнозируется в узле пересечения зон разломов субмеридионального и субширотного направлений в верхнем течении р. Биллях. Это предположение подтверждается обнаружением в бассейне р. Эбелях золотосульфидного рудного проявления, связанного с зоной субмеридионального разлома.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004, а также в рамках договорных НИР с АО «Алмазы Анабара».

Литература:

1. Герасимов Б.Б., Желонкин Р.Ю. Минералогические особенности золотосульфидных вкрапленных рудных проявлений Лено-Анабарского междуречья (северо-восток Сибирской платформы). «Отечественная геология». 2017. № 5. С. 23-30.

2. Конеев Р.И. Наноминералогия золота. – Санкт Петербург: DELTA, 2006 – 220 с.

3. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. - 528 с.

4. Рубенчик И.Б., Борщева Н.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000 (Лист R-50-VII, VIII – серия Анабарская). - Москва, 1980. - 107 с.

5. Шпунт Б.Р. Россыпные проявления золота в кайнозойских отложениях Лено-Анабарского междуречья // Россыпная золотоносность Средней Сибири. - Л.: Изд. НИИ геологии Арктики. - 1973. - С. 31-35.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЧЕПЧУГИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Дьячковский А.А.[1], Соловьев Е.Э.[2], Фридовский В.Ю.[3, 1]
1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск, dalek@mail.ru
2 – Политехнический институт (филиал) СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Мирный, solov.evg@yandex.ru
3 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, 710933@list.ru

В настоящее время, важное значение при изучении рудоносных территорий приобретают методы обработки и интерпретации мелкомасштабных геолого-геофизических данных [1, 2, 4, 5, 6, 7]. Они позволяют получить дополнительную информацию о строении изучаемой площади, увязать геофизические аномалии с известными и скрытыми геологическими структурами, провести первичную оценку перспективности территорий, уточнить поисковые критерии. Геофизические критерии регионального прогноза золото-серебряного оруденения Чепчугинского рудного узла изучены с помощью автоматизированного комплекса «Coscad 3Dt», предназначенного для обработки геолого-геофизических данных на основе статистического и спектрально-корреляционного анализов [3]. Рассматриваемый узел расположен в Верхне-Индигирском золотопромышленном районе, на левобережье р. Кюентя (приток р. Индигирка).

Для выделения территорий перспективных на золото-серебряное оруденение использованы следующие наиболее информативные трансформации аномальных гравитационного и магнитного полей:

- вероятностно-статистический анализ данных: оценка статистических характеристик в скользящих окнах; расчет двумерной автокорреляционной функции; расчёт коэффициента взаимной корреляции полей; оценка градиентных характеристик;

- спектрально-корреляционный анализ данных: двумерная фильтрация полей для выделения локальных аномалий; классификация многопризнаковых данных.

Оценка статистических характеристик гравитационного поля в скользящем окне показала, что ПМ приурочены к областям отрицательных зна-

чений асимметрии от -1,5 мГл, эксцесса – близким к нулевым, и стандарта – в зонах низких отрицательных значений (-0,006) - (-0,001) мГл. Из трансформант оценки статистических характеристик в одномерном динамическом окне эффективными оказались расчеты коэффициента линейной регрессии и радиуса корреляции. ПМ тяготеют к значениям поля от нуля до -0,05 нТл и к положительной линейной аномалии гравитационного поля северо-восточного простирания со значениями 30-60 мГл, соответственно.

Оценка статистических характеристик гравитационного поля в двумерном динамическом окне показала, что по асимметрии ПМ тяготеют к аномальной зоне со значением поля -1 мГл, по эксцессу – к локальной аномальной зоне повышенных значений от 30 до 36 мГл. По асимметрии магнитного поля ПМ расположены в положительной линейной аномальной зоне со значением 1 нТл, на карте эксцесса магнитного поля – в пределах нулевых значений. Из расчета асимметрии по результатам оценки статистических характеристик в скользящем окне установлено, что ПМ расположены в пределах значений от -0,4 до 1,8 мГл – гравитационного и к пониженным значениям 0,5-2 нТл магнитного полей, а на карте стандартного отклонения – тяготеют к пониженным значениям -0,01 – (-0,001) мГл гравитационного поля. На карте стандартного отклонения, полученной в результате оценки статистических характеристик гравитационного поля в окне «живой» формы ПМ находятся в пределах широкой линейной аномалии северо-восточного простирания со значениями от -0,02 до -0,01 мГл, отражающей, вероятно, поднятие кристаллического фундамента. Значения коэффициентов взаимной корреляции полей в зоне локализации ПМ изменяются от 0,3 до 0,8.

В полях градиентов контрастнее выделяются границы аномальных объектов по соответствующим направлениям. На карте «градиента магнитного поля вдоль профилей» ПМ расположены в области значений -0,01 нТл. Градиент магнитного поля между профилями показывает, что золото-серебряная минерализация тяготеет к области значения -0,02 нТл. На карте «полного градиента гравитационного поля в плоскости профилей и пикетов» ПМ сосредоточены в аномальной зоне пониженных положительных значений, тяготеющих к нулю, а на карте направления полного градиента – приурочены к пониженным градиентным зонам положительного знака, со значениями 10-50 мГл гравитационного поля, и сосредоточены в области значений 30-80 нТл магнитного поля.

В региональном плане ПМ расположены в пределах значений (- 41) – (-37) мГл гравитационного поля, и на периферии отрицательных изометричных аномальных зон (-110) – (-70) нТл – в магнитном поле. Локальная составляющая гравитационного поля, полученная в результате двумерных фильтраций показала, что область развития ПМ тяготеет к аномальным зонам со значениями до 0,5 нТл, магнитного поля –к линейной отрицательной аномальной зоне северо-восточного направления до -15 нТл. На картах «корреляционного направления поля в точке» ПМ тяготеют к широкой аномальной области со значением -1 мГл гравитационного поля и на сходную с ней аномальную область со значениями 1,4 – (-1) нТл магнитного поля. По оценке радиуса корреляции гравитационного поля, установлена приуроченность ПМ к значениям гравитационного поля 32-36 мГл. Результаты анализа методом классификаций показывают, что известные ПМ расположены в линейной области объектов одного класса северо-восточного направления, со значениями 2,5-3,0 нТл – в магнитном поле, 2 мГл – в гравитационном поле.

Таким образом, проведенными исследованиями установлены геофизические критерии золото-серебряного оруденения Чепчугинского рудного узла и приуроченность известных пунктов минерализации к следующим трансформантам потенциальных полей:

- к участкам стандартного отклонения гравитационного поля в зонах пониженных отрицательных значений -0,02 – (-0,01) мГл.

- к градиентным областям линейных зон отрицательных значений поля асимметрии от -0,4 до 1,8 мГл гравитационного и пониженным значениям 0,5-2 нТл магнитного полей;

- к выделенным локальным линейным гравитационным и магнитным аномалиям северо-восточного простирания;

- к изометричным положительным локальным аномалиям гравитационного поля -0,02 до -0,01 мГл и отрицательным – магнитного поля -20 – 0 нТл, отражающим развитие даек основного состава и зон сульфидизации роговиков в экзоконтактах интрузивов и в зонах разломов;

- к отрицательным аномалиям региональной составляющей гравитационного поля от -42 до -37 мГл и магнитного поля от -110 до -80 нТл;

- к областям классов со значениями 2-3 мГл в полях классификаций гравитационных данных.

Проведенные исследования позволили выделить аномальные потенциально рудоносные перспективные территории, что важно при прогнозных построениях и определения направлений поисковых работ.

Литература:

1. Адаров Т.Д., Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю. Использование статистических характеристик геофизических полей для регионального прогнозирования месторождений // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. 2014. т. 11. № 5. С. 76-81.

2. Кычкин В.А., Соловьев Е.Э. Геопотенциальные поля центральной части Верхне-Индигирского района // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. 2014. т. 11. № 6. С. 54-58.

3. Никитин А.А., Петров А.В. Алексашин А.С. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад 3D» // Версия 2010.1 Часть I. М. РГГУ, 2010.

4. Соловьев Е.Э., Дьячковский А.А. Геофизические критерии выделения рудовмещающих структур месторождений золота Верхне-Индигирского района // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 1. С. 153-157.

5. Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю. Золоторудные узлы Верхне-Индигирского района в локальных и региональных аномалиях гравитационного поля (Восточная Якутия) // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. 2010. т. 7. № 2. С. 34-39.

6. Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю., Кычкин В.А. Возможности геофизических исследований при региональном и локальном прогнозировании орогенных золоторудных месторождений // Наука и Образование. 2016. № 2 (82). С. 15-21.

7. Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю., Кычкин В.А. Геофизические признаки контроля золоторудных месторождений в зонах разломов // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 51-57.

ИСТОЧНИКИ ЖИЛЬНОГО МАТЕРИАЛА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ МАЛО-ТАРЫНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКИЙ РАЙОН, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Генезис гидротермальных месторождений и источников в них вещества являются одними из актуальных вопросов рудогенезиса. Решение этих вопросов может позволить выбрать оптимальные методы поисков рудных

проявлений. Одними из важных критериев источников жильного материала гидротермальных проявлений являются изотопные составы элементов слагающих их минералов. Данная работа посвящена исследованию Rb-Sr системы гидротермального кварца и карбоната Мало-Тарынского месторождения (МТМ).

Мало-Тарынское месторождение расположено в пределах Адыча-Тарынской зоны разломов длительного развития, на границе восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Кулар-Нерского сланцевого пояса и контролируется Мало-Тарынским разломом [2]. Складчатые структуры МТМ представлены юго-западным крылом Мало-Тарынской синклинали Тарыно-Эльгинского синклинория. Рудовмещающими толщами являются отложения верхнего триаса, представленные переслаиванием песчаников и алевролитов с прослоями известковистых песчаников, песчанистых алевролитов и аргиллитов. К северо-западу от МТМ известны небольшие гранодиорит-гранитные плутоны (Самырский и Курдатский), а в пределах месторождения встречены мелкие дайкообразные тела андезитовых порфиритов [1].

Мало-Тарынский разлом представлен совокупностью разломов, зон интенсивной трещиноватости северо-западного, субширотного, субмеридионального простирания. Рудные тела МТМ представлены минерализованными зонами дробления с жильно-прожилково-вкрапленной золото-сульфидно-кварцевой минерализацией [3]. Характерно разнообразное взаимоотношение кварца и карбоната. Встречаются участки с поздними просечками кварца, секущими кварц-карбонатные прожилки, а также поздние секущие карбонатные просечки [2]. Фридовский В.Ю. с соавторами [2] установили, что гомогенизация газово-жидких включений в кварцевых жилах МТМ происходила в интервале температур 318-253°С, а вторичных включений при 230-169°С. Полученные нами данные по температурам кристаллизации кварца с использованием алюминиевого [3] и титанового [4] геотермометров показывают идентичные (330-166°С) температуры кристаллизации кварца (табл. 1). Вероятно, величина температурного интервала кристаллизации кварца может указывать на длительную историю формирования жил.

Для изотопных исследований кварца и карбоната из минералов фракции (1-2 мм) под бинокуляром отбирались чистые зерна. Зерна кварца промывались в соляной кислоте и бистиляте растирались в пудру. Химическая подготовка проб для изотопного анализа осуществлялась

разложением образца в смеси $HF+HClO_4$ (3:1) в автоклавном режиме в тефлоновых бомбах при температуре 200°С в течение 8 часов. Разделение элементов производилось способом ионообменной хроматографии с использованием ионообменной смолы DOWEX- 50Wx8 (200 меш) в H^+ форме. Изотопный анализ стронция выполнен на масс-спектрометре МИ-1201-Т. Погрешность измерения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ не превышает 0,06%. Воспроизводимость параллельных определений содержаний ^{87}Rb, ^{86}Sr и величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ не выше 0,6, 0,45, и 0,08%. Контроль над точностью и воспроизводимостью анализов проводился по изотопному стандарту «Карбронат-70», для которого на период измерения проб (8 анализов), среднее нормированное $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0.7089±0.0002 (2σ). Результаты Rb-Sr изотопного анализа минералов приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 1

Содержание Al и Ti в кварцах и значения температуры их кристаллизации

№ образца	Al	Ti	T_{Al}	T_{Ti}
МТ-42/1	75,70	4,20	306	330
МТ-42/2	68,90	1,20	284	274
МТ-42/3	71,98	0	295	-
МТ-68-16	69,86	1,80	288	291
МТ-70-16	-	0,599	-	247
Э-48/1-16	77,80	0	316	-
Э-6/2-16	35,99	0	166	-

Примечание: Содержание Al и Ti в ppm, T_{Al} и T_{Ti} - температуры образования кварца по алюминиевому [4] и титановому [5] геотермометрам. Значения температур по содержанию Ti в кварцах скорректированы на P=500 бар и активность титана в системе равной 1,0.

Анализ полученных данных показывает, что содержание ^{87}Rb в кварцах и карбонатах очень низкое, в основном в пределах 0,0204-0,0858 мкг/г, и лишь в единичных образцах достигает значений 0,214-0,364 мкг/г. Для кварцев также характерно низкое содержание 86Sr (0,0442-0,2982 мкг/г), но в карбонате концентрация элемента очень высокая (168,8754-309,6214 мкг/г). Для обоих минералов между содержаниями Rb и Sr отмечается тенденция к положительной зависимости, но с низкими величинами коэффициента корреляции (0,297 для кварца и 0,429 для карбоната).

Таблица 2

Результаты Rb-Sr изотопного анализа кварца

№ образца	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}Rb^{86}/Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Жила в канаве 359/1, участок Зеленый				
МТ-42/1-16	0,0356	0,07	0,5027	0,7120
МТ-42/2-16	0,0502	0,0824	0,6022	0,7121
МТ-42/3-16	0,0858	0,0442	1,9188	0,7134
Жила, врез 0, участок Зеленый				
МТ-68-16	0,0814	0,2982	0,2698	0,7098
МТ-69-16	0,0395	0,1997	0,1995	0,7094
МТ-70-16	0,0483	0,0859	0,5558	0,7102
МТ-71-16	0,0404	0,0800	0,4992	0,7096
Участок Эгелях				
Э-48/1-16	0,0314	0,0928	0,3366	0,7116
Э-48/2-16	0,0268	0,0552	0,4799	0,7144
Э-48/3-16	0,0245	0,1486	0,163	0,7117
Э-6/1-16	0,0502	0,0658	0,7541	0,7123
Э-6/2-16	0,0204	0,0624	0,3232	0,7162
Э-6/3-16	0,214	0,1571	0,1346	0,7096

Таблица 3

Результаты Rb-Sr изотопного анализа карбонатов

№ пробы	Материал образца	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}Rb^{86}/Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
МТ-101-16	карбонат, сечет жилу, врез 112	0,0763	175,0984	0,0004	0,7114
МТ-106-16	то же, там же, с сульфидами	0,3638	250,5144	0,0014	0,7108
МТ-107-16	то же, там же	0,0737	168,8754	0,0004	0,7111
МТ-81-16	карбонат, прожилок сечет кварц, врез 01	0,0763	226,6416	0,0003	0,7116
МТ-84-16	то же, там же	0,0564	275,9953	0,0002	0,7126
МТ-92-16	карбонат с гнездами пирита в зальбанде жилы	0,2192	309,9214	0,0007	0,7117

Для карбонатов отмечается отрицательная зависимость между $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (r= - 0.47), а для кварцев при значительном разбросе данных на изохронном графике (рис. 1) выделяются две линии зависимости изохронных Rb-Sr параметров. Верхняя линия ограничивает кварцы с

возрастом 72±6 млн. лет с первичным отношением изотопного состава Sr (I_0) равным 0,7114 ± 0,0001, а нижняя линия - кварцы с возрастом 155±8 млн. лет и I_0= 0,7091±0,0001. Эти значения Rb-Sr датировок ограничивают два вероятных периода формирования гидротермальных проявлений района. Характерно, что все образцы жилы из канавы 359/1, расположены в пределах верхней линии зависимости и имеют Rb-Sr изохронный возраст 70±1 млн. лет (n=3) и I_0= 0,7115±0,0001.

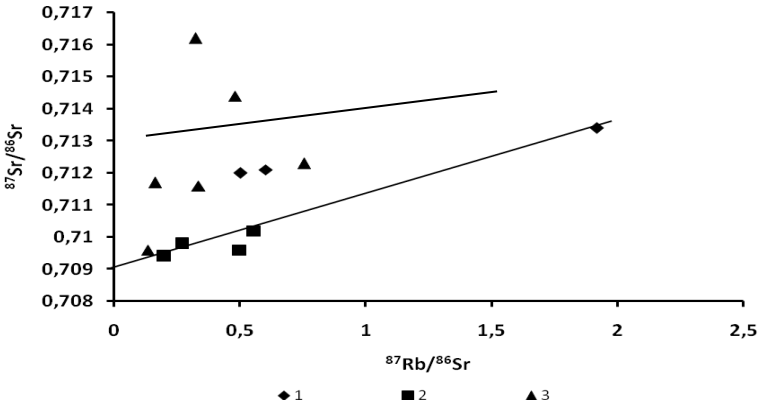


Рис. 1. Rb-Sr изохронная диаграмма для кварцев из жил.
1 – кварц из жилы в канаве 359/1 (участок Зеленый); 2 – кварц из жилы на врезе 0 (участок Зеленый); 3 – кварц из жил участка Эгелях

Наибольший разброс данных определяют образцы жильного кварца рудопроявления Эгелях. Они располагаются в пределах как верхней, так и нижней линий зависимости, а два из них формируют отрицательный тренд, вероятно связанный с заимствования стронция из дополнительного источника при формировании жильного материала рудопроявления. Высокие значения первичного изотопного отношения Sr в кварцах (0,7091-0,7115) и карбонатах (0,7108-0,7126) предполагает, что источником жильного вещества МТМ является коровый материал. Можно отметить, что гранитоиды Самырского массива, расположенного в северной части МТМ, с Rb-Sr датировкой, полученной по минеральной изохроне 142±1 млн. лет, имеют величину I_0=0,7084 [1], а серицитизированные песчаники триаса месторождения Базовское (СЗ часть Адыча-Тарынского разлома) на период формирования месторождения имеют I_0= 0,7125-0,7143, и вероятно

терригенные породы частично могут участвовать в формировании жильного материала МТМ.

Литература:

1. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2017, № 5, С. 80-89.

2. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (северо-восток России) //Тихоокеанская геология. 2015. том 34. 4, С. 39-52.

3. Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И., Собянин Ю.П. Тектоническая зональность Мало-Тарынского рудного поля, Яно-Колымский золотоносный пояс: роль поперечных структур и сдвигов В сборнике: Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. – 2017. С. 209-213.

4. Dennen, W.H., Blackburn, W.H., Quesada, A. Aluminium in quartz as a geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 1970, V. 27, P. 332-342.

5. Thomas B., Watson E.B., Spear F.S., Nayak S.K., Lanzirotti A. TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz //Contrib. Mineral. Petrol., 2010, V.160, P. 743-759.

ЗОЛОТО-ВИСМУТ-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА МЕДНО-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СИБИРИ

Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Редин Ю.О., Абрамов Б.Н., Ковалев К.Р., Бирюков К.Э., Некипелова А.В.

1 – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

2 – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,

Kalinin@igm.nsc.ru

3 – Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита

Одни исследователи обосновывают существование самостоятельной скарново-золоторудной формации складчатых областей, где золотое оруденение локализуется в магнезиально- и известково-скарновых рудных полях с магнетитовой, Cu и Pb-Zn минерализацией, будучи связанным с ними единством процесса [3]. В пользу такого взгляда свидетельствует широкое распространение рассеянного золота в скарновых минералах вы-

сокотемпературного этапа и даже наличие Au в газово-жидких включениях. Концентрация золота повышается к заключительным стадиям скарново-рудного процесса. Наибольшее обогащение золотом наблюдается в скарновых телах, подвергшихся гидротермальной проработке кислыми растворами [9, 13]. Другая точка зрения базируется на том, что скарны в этих месторождениях являются благоприятной рудовмещающей средой для локализации более позднего, наложенного золотого оруденения [6, 7, 12]. Оба взгляда не являются диаметрально противоположными – вопрос лишь о времени максимального проявления золотоносности и длительности самого процесса. Отчасти это связано с пока непреодоленной трудностью Ar-Ar датирования собственно скарновых минеральных ассоциаций, ввиду отсутствия или крайне слабой проявленности синрудных калийсодержащих минеральных фаз. В полной мере обозначенная проблема касается места и роли висмут-теллуридной минерализации, проявленной на многих золотосодержащих месторождениях медно-скарнового типа.

Рассматриваются следующие представления о пространственно-временных и генетических взаимоотношениях этих типов минерализации: 1) всё это продукт единой золоторудной минерализации в связи с эволюцией полихронной рудно-магматической системы; 2) продукт эволюционирующей рудообразующей системы, обусловленной гранитоидным магматизмом; 3) развитие комплексной золоторудной минерализации с регенерационными процессами при тектоно-магматической активизации. Часто взаимоотношения этих типов минерализации рассматривают в рамках единой модели рудно-магматических или порфирово-эпитермальных систем [14].

Наглядным примером обусловленности обоих типов минерализации гранитоидным магматизмом является Лугоканский рудный узел (Восточное Забайкалье). Образование руд явилось следствием многостадийного поступления рудообразующих растворов в связи со становлением массивов шахтаминского комплекса (J_{2-3}). С внедрением «шахтаминских» гранитоидов связано формирование скарнов с магнетитовой минерализацией, наиболее широко проявленных на Лугоканском и, в меньшей степени, на Серебряном месторождении. Золото-халькопиритовая ассоциация накладывается на известковые скарны. Подобного типа минерализация проявлена на Култуминском, Шахтаминском и Жирекенском месторождениях. На генетическую связь ранних высокотемпературных ассоциаций с гранитоидами шахтаминского комплекса указывает близкий возраст формирования:

время формирования молибденитовой и золоторудной минерализации (на Шахтаминском и Жирекенском месторождениях) охватывает интервал 168-158 млн. л. [1]; возраст пород шахтаминского комплекса отвечает интервалу 167-155 млн. лет. Золото-полиметаллическая минерализация также проявлена на многих месторождениях Забайкалья: Дарасунском, Лугиинском, Ново-Широкинском и др., где возраст её охватывает интервал 158,5 – 156,7 млн. лет [1]. Именно в этот интервал попадает Au-Bi-Te минерализация месторождения Серебряное, входящая в состав золото-полиметаллической ассоциации, парагенетически обусловленной дайковым комплексом монцонит-порфиров, относимых к шахтаминскому комплексу [11].

В Алтае-Саянской складчатой области известно достаточно много золотоносных скарновых месторождений (Синюхинское, Чойское, Лебедское, Натальевское, Тарданское и др.), в рудах которых установлена теллуридная (или висмут-теллуридная) минерализация [2, 3, 6, 7, 9, 12].

В разной степени проявлена Au-Bi-Te минерализация на классическом для юга Сибири золото-медно-скарновом Синюхинском месторождении (Горный Алтай). В контактовой зоне габбро-диорит-гранитного массива (D_{2-3}) по карбонатным породам и туфам развиваются скарны. Золотое оруденение локализуется в основном среди волластонитовых, гранат- и пироксен-волластонитовых скарнов и тесно связано с сульфидной ассоциацией. Главными ее минералами являются борнит, халькозин, халькопирит и пирит, которые слагают гнездово-вкрапленные и штокверковые рудные зоны. Установлены также сфалерит, галенит, пирротин, кубанит и тетрадимит, отмечаются петцит, зигенит, кобальтин, мелонит, виттихенит, гессит, алтаит, клаусталит. Формирование золото-сульфидной минерализации сопровождалось гидротермально-метасоматическим изменением и перекристаллизацией вмещающих скарнов. Au образует самородные выделения в тесном срастании с борнитом, халькозином и халькопиритом. Иногда золото наблюдаются в трещинах в волластоните и других скарновых минералов. По составу золото является высокопробным (911—964 ‰). В ассоциации с теллуридами и селенидами пробность золота уменьшается до 860—870 ‰. Руды относятся к гидротермальным, с температурами, не превышающими 350°С [12].

Наиболее масштабно Au-Bi-Te парагенезис проявлен в Чойском рудном поле, расположенном на периферии Синюхинского рудного узла, и связанном с Чойским гранитоидным массивом (D_{2-3}). Скарны гранат-

пироксенового, гранат-волластонитового и пироксен-эпидотового состава развиваются на контакте массива с известняками и терригенно-карбонатными породами. Золотое оруденение развивается по зонам дробления и брекчирования как в самих скарнах, так и в гранитоидах массива преимущественно в виде жил кварцевого и кварц-карбонат-хлоритового состава. В составе руд присутствуют разнообразные теллуриды: тетрадимит, ингодит, жозеит, хедлейит, и др. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце составляют 125-150°С, в кальците 105-128°С.

В целом, на Синюхинском месторождении более развиты ранние, относительно высокотемпературные стадии рудообразования, а на Чойском, напротив, преобладают низкотемпературные минеральные ассоциации. Взаимоотношения Au-Cu-скарновых руд и Au-Bi-Te минерализации свидетельствуют в пользу существования одной рудообразующей системы с ранней рассеянной золоторудной минерализацией с последующими регенерационными процессами.

Таким образом, можно заключить, что пространственная совмещенность в регионе золотосодержащих медно-скарновых месторождений и Au-Bi-Te минерализации связана с их генетической обусловленностью магматизмом кислого и среднего состава. Это лишь подтверждает ранее сделанные заключения для Северо-Востока России [5], Сихотэ-Алиня [10], Казахстана [8], Китая [4]. Степень связи Au-Bi-Te минерализации с интрузивными телами или близкими к ним по возрасту дайками определяет её фациальный тип (мезо- или эпитермальный). Очевидно, что это определяется многими факторами, в том числе физико-химическими параметрами среды рудообразования. В конечном итоге, формирование полихронного золотого оруденения крупных месторождений обусловлено эволюцией рудно-магматической системы, приводящей к совмещению в рудных телах скарнов мезо- и эпитермального типов золоторудной минерализации.

Выполнено в рамках госзадания (пр. 0330-2016-0001), при частичной поддержке РФФИ (№ 16-05-00353)

Литература:

1. Борисенко А.С., Жмодик С.М., Наумов Е.А. и др. Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Восточного Забайкалья // Материалы Всеросс. конференции. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 82-83.

2. Васильев Б.Д. Распределение золота в скарнах Натальевского месторождения // Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд. ТГУ, 1970. С. 216-219.

3. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 237 с.

4. Викентьев И. В., Сидорова Н. В., Викентьева О. В. и др. Теллуриды на золоторудном месторождении Лаовань (Восточный Китай) – новые свидетельства магматического источника гидротермальных флюидов // ДАН, 2015, т. 462, № 4. С. 456-460.

5. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Востока России // Тихоок. геология, 1998, т. 17, № 3. С. 94-103.

6. Гаськов И.В., Борисенко А.С., Бабич В.В., Наумов Е.А. Стадийность и длительность формирования золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях (Алтае-Саянская складчатая область) // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 10. С. 1399-1412.

7. Гусев А.И. Геология и золото-медно-скарновое оруденение Синюхинского рудного поля в Горном Алтае // Руды и металлы, 1998, 3 2. С. 79-89.

8. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А. и др. О характере взаимоотношений золотосодержащих медно-скарновых руд и Au-Bi-Te минерализации (на примере рудного поля Райгородок, Северный Казахстан) // Материалы VI ВНПК. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. С. 66-70.

9. Коробейников А.Ф. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации // Скарны и руды. Новосибирск: Наука, 1983. С. 50-55.

10. Лотина А.А. Висмут-теллуровая минерализация участка Болотистый (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоок. геология, 2011, т. 30, № 1. С. 97-107.

11. Редин Ю.О., Козлова В.М. Золото-висмут-теллуридная минерализация в рудах месторождения Серебряного // Тихоок. геология. 2014. Т.33, №3. С. 39-52.

12. Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г. Состав золота в скарнах Синюхинского рудного поля, Алтай // Геохимия, 1999, № 1. С. 25-33.

13. Синяков В.И., Мазуров М.П. Формационные типы и проблемы рудоносности скарновых месторождений // Скарны и руды. Новосиб: Наука, 1983. С.3-10.

14. Sillitoe R. Porphyry Copper Systems // Economic Geol., 2010, v. 105, pp. 3–41.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОДОРОНО (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
kardashevskaya92@mail.ru, g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

Золото-кварцевое месторождение Бодороно расположено на юго-востоке Республики Саха (Якутия) в пределах Становой золотоносной провинции. Приурочено к аллохтонной части Агинокского взбросо-надвига. Метаморфические породы аллохтонного блока представлены зе-

ленокаменными образованиями, относимыми к гидатской серии (AR_1^1gd), пироксеновым, амфибол и биотит-пироксеновым гнейсам, кристаллосланцам с отдельными горизонтами кальцифиров, мраморов, магнетитовых кварцитов [1]. На месторождении выделено 3 рудные зоны. Они характеризуются субмеридиональным север-северо-восточным простиранием и приурочены к зонам рассланцевания.

Вещественный состав руд представлен пиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и самородным золотом, группой висмутовых минералов – самородным висмутом, теллуровисмутитом, тетрадимитом, галеновисмутитом, висмутином, ингодитом и хедлейитом, спорадически отмечаются пентландит, марказит, глаукодот, герсдорфит, шеелит, барит, гессит, минералы редкоземельных элементов (монацит, фторсодержащие редкоземельные карбонаты) [2]. Проведенные исследования показали, что в 3 рудных зонах встречаются следующие минеральные ассоциации: 1) пирит-пирротиновая; 2) золото-полиметаллическая; 3) золото-теллур-висмутовая. В первой и третьей рудных зонах встречаются все три вышеперечисленные ассоциации, во второй – пирит-пирротиновая и золото-полиметаллическая.

Пирит-пирротиновая ассоциация. Типоморфные минералы - пирит ($Fe_{0.84}S_{1.65}$) и пирротин ($Fe_{0.89}S_{1.29}$) содержат в виде примеси Ni. Самородное золото представлено округлой формой в кварце, в ассоциации с ним часто встречается пирротин, характеризуется высокой пробой и не содержит примесей (рис. 1, А, Б). *Золото-полиметаллическая ассоциация* в кварце встречается повсеместно Типоморфный минерал – галенит стехиометричен, не имеет примесей. Сфалерит характеризуется средними концетрациями Fe - 7-8%. Халькопирит встречается редко и не содержит примесей.

Самородное золото преимущественно встречается в тесной ассоциации с галенитом, образуя в нем выделения овальной формы, иногда обрастая его, а также рассекает минерал в виде прожилков (рис. 1, В, Г.). Иногда золото наблюдается на границе зерен галенита и сфалерита. Размер его зерен колеблется от 10 мкм до 3 мм. Пробность золота этой минеральной ассоциации составляет 853–861‰, в среднем 857‰, элементы-примеси представлены Pb, Ni и Co. *Золото-теллур-висмутовая ассоциация* менее распространена. Типоморфные минералы теллуровисмутит, тетрадимит ($Bi_{1.98}Te_{1.97}S_{1.05}$) и ингодит ($Bi_{2.28}Pb_{0.15}Te_{1.29}S_{1.28}$) не имеют в составе примесей. Висмутин, в свою очередь, содержит до 2,05% Sb. Галенит этой ассо-

циации содержит 3,41-13,40% Se. В висмутовой ассоциации золото встречается как в свободной форме в кварце, образуя округлые и гипидиоморфные выделения, так и в тесной ассоциации с висмутовыми минералами (рис. 1, Д-Е). Размер его зерен в среднем 150 мкм. По результатам последних исследований выявлен неоднородный состав самородного золота данной ассоциации, установлен значительный диапазон колебания пробы золота от 643 до 993‰) с примесями Cu, Pb и Hg [2].

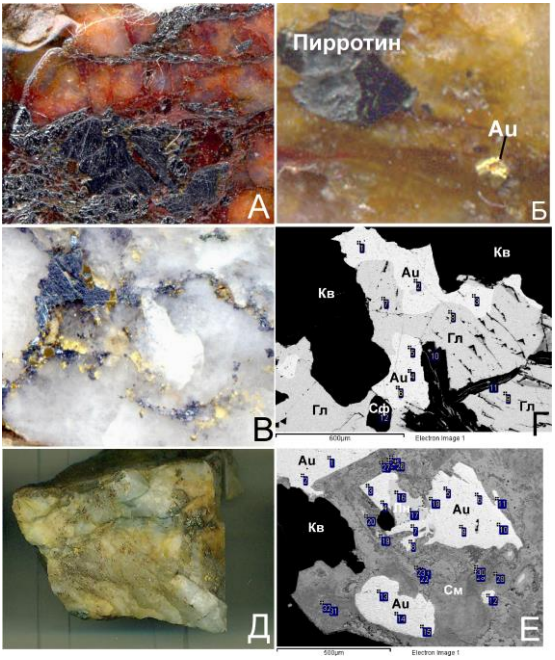


Рис. 1. Золотоносные минеральные ассоциации месторождения Бодороно: А, Б – пирит-пирротиновая; В, Г – золото-полиметаллическая; Д, Е – золото-теллур-висмутовая. Au – золото, Гл – галенит, Сф – сфалерит, Лн- лиллианит, См- теллуриты Bi группы смирнита, Кв – кварц.

Были проанализированы флюидные включения в кварцах из двух минеральных ассоциаций. Золото-полиметаллическая ассоциация представлена различными типами флюидных включений (существенно газовыми, газово-жидкими и углекислотно-водными). Она формировалась при среднетемпературных значениях в диапазоне от 270-300°С и при давлении 0,7 кбар. Золото-теллур-висмутовая ассоциация содержит два типа флюидных

включений (газово-жидкие и углекислотно-водные) и низкотемпературные характеристики от 150-200°С, давление 0,3 кбар. Также был определен состав газов флюидных включений для двух вышеперечисленных ассоциаций, было установлено что золото-полиметаллическая ассоциация преимущественно содержит CO_2 и CH_4, а золото-теллур-висмутовая состоит из CO_2, CH_4 и N_2. Для оценки температуры образования золото-полиметаллической ассоциации использовался геотермометр Г.Куллеруда. Температура кристаллизации сфалерита составила 300°С, а давление 1,5 кбар, что соответствует температуре гомогенизации в кварце из той же ассоциации.

Для оценки физико-химических условий образования трех минеральных ассоциаций были использованы термодинамические расчеты. Они показали, что пирит-пирротиновая ассоциация формируется при щелочной среде и восстановительной обстановке, золото-полиметаллическая – соответствует слабокислой среде, а золото-теллур-висмутовая ассоциация схожа с первой ассоциацией.

Термобарогеохимические и термодинамические данные согласуются с результатами минералогического изучения руд, которые свидетельствуют о среднеглубинности и мезотермальности среднего этапа (золото-полиметаллическая ассоциация) и близповерхности и эпитермальности позднего этапа (золото-теллур-висмутовая ассоциация) рудообразования.

По физико-химическим параметрам рудообразования и по минералогии руд месторождение Бодороно сопоставимо с Задержнинским полихронным золоторудным объектом Аллах-Юньского горнорудного района [3] и с некоторыми золото-висмутовыми рудопроявлениями Приморья [4].

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Месторождение Бодороно – новый золоторудный объект Южной Якутии// Руды и металлы, 2014, № 5. С. 49-57.

2. Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золоторедкометалльное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия) // Отечественная геология, 2017, №5. С. 12-22.

3. Кондратьева Л.А. Закономерности локализации, минералого-геохимические особенности и возраст золотого оруденения месторождения Задержнинское (Южное Верхоянье). Автореф. дисс. на соискание уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2013. 16 с.

4. Лотина А.А. Висмут-теллуровая минерализация участка Болотистый (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 97-107.

ПРИМЕНЕНИЕ АЭРО - И КОСМИЧЕСКИХ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ

Кирсанов А.А., Липияйнен К.Л., Смирнов М.Ю., Кирсанов Г.А.
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург, Aleksandr_Kirsanov@vsegei.ru

Одним из перспективных направлений повышения эффективности прогнозно-поисковых работ на твердые полезные ископаемые является применение инновационных технологий с использованием данных нового поколения – материалов космо- и аэрогиперспектральной съемки. Использование материалов гиперспектральных съёмок при прогнозно-поисковых работах заключается в возможностях диагностики по спектральным характеристикам отдельных индикаторных минералов или минеральных ассоциаций для выявления большинства рудных объектов. Рудные компоненты месторождений составляют лишь проценты общей массы, индикаторами рудных тел являются околорудные изменения пород, которые зафиксируются на гиперспектральных данных. К минералам-индикаторам, которые фиксируются на гиперспектральных изображениях относятся - алунит, карбонаты, каолинит, кварц, лимонит, сульфиды, серицит, халькопирит, хлорит, эпидот и др.

Опытно-методические работы по использованию аэро- и космических гиперспектральных данных с целью выявления зон околорудных изменений горных пород, перспективных на золотое оруденение были проведены на Суеткинской площади (Республика Алтай). В исследованиях были использованы гиперспектральные данные ASTER и аэрогиперспектральные снимки, которые были получены видеоспектрометром «Фрегат», в 128 спектральных каналах в диапазоне 0,4 - 1,0 мкм; со спектральным разрешением – 3,6 нм. Во время полевых работ были проведены маршрутные наблюдения, в ходе которых, с использованием спектрометра FieldSpec 3, проводилось спектрометрирование горных пород, в том числе, с участками околорудных изменений. В результате работ была составлена карта-схема

зон минералов-индикаторов зон гидротермально-метасоматически измененных горных пород, перспективных на золотое оруденение, с выделением 18 площадей, рекомендуемых для постановки поисковых работ (рис 1). Прогнозные участки выделялись по комплексу признаков, на основании анализа: - схемы зон околорудных изменений горных пород, составленной по результатам обработки ГДО масштаба 1:10 000; - карты аномалий золота во вторичных ореолах рассеяния (масштаба 1:50 000).

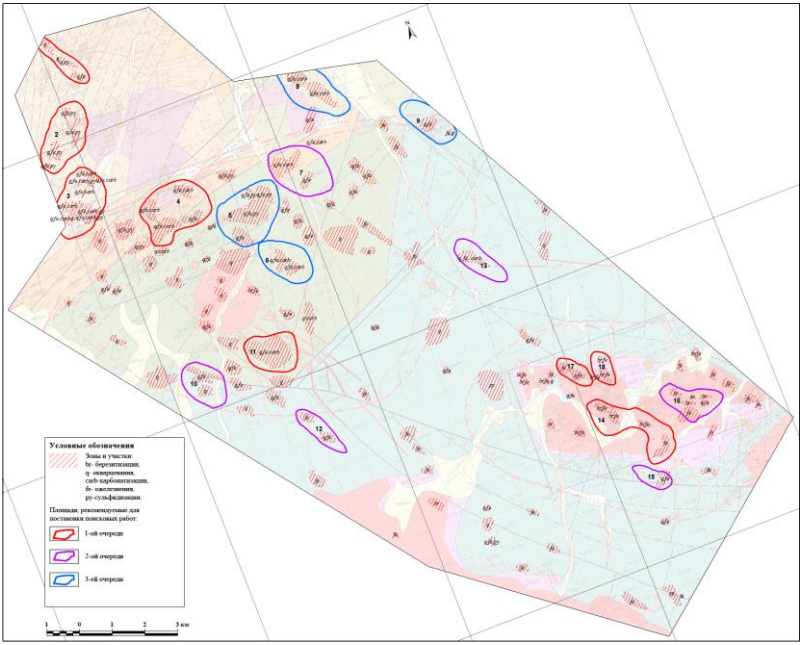


Рис. 1. Схема зон развития метасоматитов золоторудной специализации, по данным аэрокосмических гиперспектральных съемок, с контурами рекомендуемых площадей, совмещенная с предварительной геолого-поисковой картой масштаба 1:50000.

В ФГБУ «ВСЕГЕИ», по заданию Роснедра, проводятся работы в различных регионах России по картированию минералов-индикаторов геологических обстановок, перспективных на выявление полезных ископаемых, по данным ASTER. В центре дистанционных методов природоресурсных исследований была разработана методика обработки аэро- и космических

гиперспектральных данных на основе программного продукта ENVI с использованием библиотеки спектров минералов и горных пород,

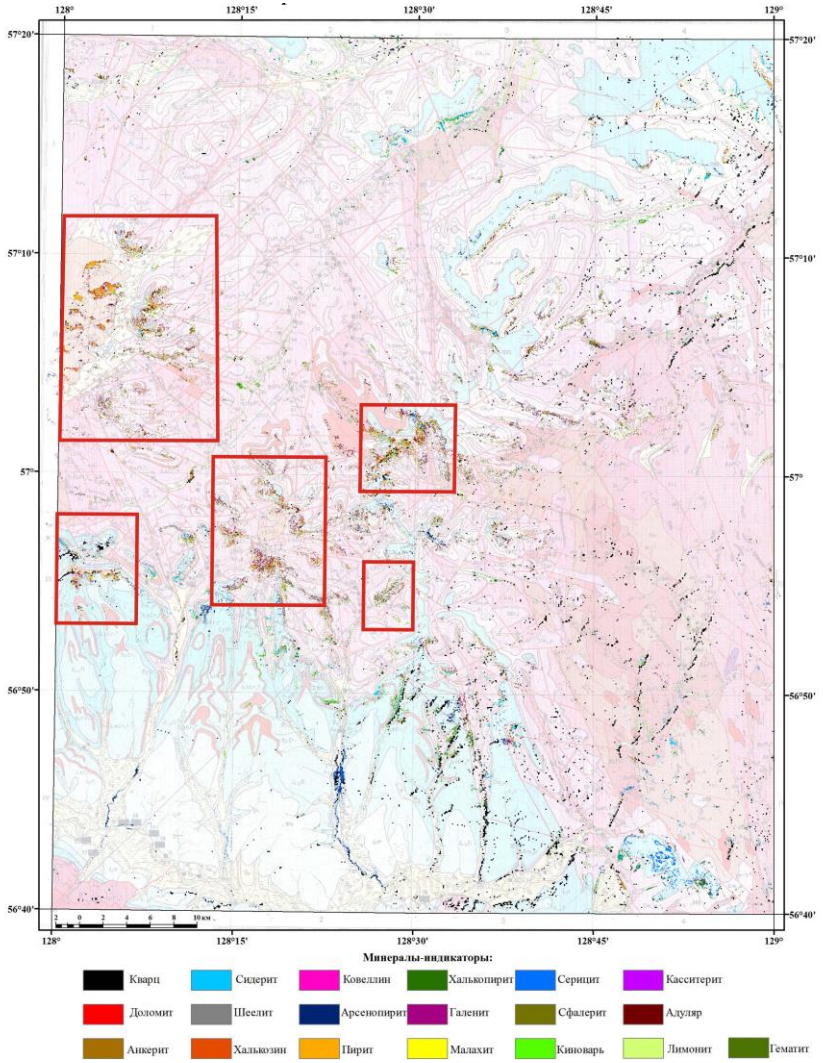


Рис. 2. Схема прогнозных площадей листа О-52-XXVII (Ломамская площадь), выделенных по результатам обработки гиперспектральных данных и совмещенная с картой полезных ископаемых.

На 90 площадях в пределах территории Урала, Сибири и Дальнего Востока, с применением разработанной методики, были выявлены минералы-индикаторы геологических обстановок, перспективных на выявление полезных ископаемых и намечены прогнозные участки.

В качестве примера приведены результаты исследований на территории листа О-52-XXVII (Ломамская площадь), где известны проявления каменного полиметаллов, молибдена, золота и золотоносные россыпи. Выделены четыре золотоносные площади: Угрюмская, Неричинская, Кумкуйская и Усть-Ломамская. Исследования с использованием гиперспектральных данных ASTER позволили выявить вероятностные участки локализации оруденения на данной территории. Фигуративные точки индикаторов оруденения неравномерно распределены по площади. Большая их часть рассеяна в виде цепочек вдоль бортов долин рек, речек и ручьев.

В северной части территории наиболее крупные скопления точек фиксируются в нижнем течении р. Мал. Сеймжа вдоль правого берега и в районе ее истоков, у северной рамки - по берегам рек. Гыным и Ломам в поле распространения нижнекембрийских отложений и у их контакта с породами юры; в южной части площади большинство скоплений фигуративных точек отмечается вдоль бортов долин р. Гонам и его левых притоков в междуречье Олдое и Джес, где в эрозионных врезах обнажаются древние породы, кембрийские и юрские отложения. У западной кромки территории скопления фигуративных точек фиксируются по границе юрских и кембрийских отложений, прорванных пластовыми интрузиями гранитного состава

Участки компактного расположения фигуративных точек и ореолы минералов-индикаторов, особенно места их комплексных скоплений, при прогнозно-поисковых работах могут рассматриваться в качестве вероятностного признака локализации оруденения и нуждаются в обязательной заверке наземными исследованиями. Цепочки точек индикаторных минералов, прослеживающиеся вдоль русел водотоков, могут быть рассмотрены как вероятные признаки россыпей. Был проведен анализ полученных материалов и геолого-геохимических данных. В результате исследований создана схема прогнозных площадей (рис. 2).

Опыт проведенных работ показывает, что использование гиперспектральных данных дает возможность на ранних стадиях геологоразведочного процесса выявлять потенциально перспективные участки, что позволяет существенно снизить себестоимость работ за счет локализации районов поисков полезных ископаемых.

КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА ОЛЫНДИНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ АБЫЙСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) ПО МАТЕРИАЛАМ НАЗЕМНЫХ МАГНИТОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Коваленко А.И.
АО «Янгеология»

Олындинская золоторудная зона характерна насыщенностью рудными объектами золото-кварц-сульфидной формации. Эти объекты представлены рудопроявлениями и пунктами минерализации, которые по вещественному составу подразделялись на два минеральных типа: арсенопирит-пиритовый и галенит-сфалеритовый. С этим можно было бы согласиться, рассматривая материалы аэромагнитной съёмки масштаба 1:50 000 (Б.Г. Андреев, В.П. Торопчинов, 1962-1965 г.г.). Но постановка наземных высокоточных магнитных съёмок масштаба 1:10 000 – 1:20 000 на участках Хатыннах – Сала и Бутон (в период с 2007 по 2017 год), внесла существенные коррективы в характеристику минеральных типов рудных объектов: основной минеральный тип, как минимум, арсенопирит – пирит – пирротиновый и, благодаря присутствию магнитных минералов, предполагаемые рудные тела уверенно фиксируются положительными магнитными аномалиями.

По материалам магниторазведочных работ масштаба 1:20 000 (сеть 200х10 м.) в 2017 году на участке Бутон по проекту «Поисково-ревизионные работы на рудное золото в пределах Олындинской рудной зоны Селеняхского геолого-экономического района Республики Саха (Якутия)», геофизиками АО «Янгеология» выделена линейная зона развития пирит-пирротиновой минерализации в фронтальной части шарьяжа существенно карбонатных палеозойских толщ ордовика и силура. Зона прослежена магниторазведкой на 2000 м при мощности 50-150 м. На геологической карте проектной документации масштаба 1:50 000 в фронтальной части шарьяжа на участке Бутон имеется пункт минерализации, где отмечены содержания золота 8,2-26,5 г/т в минерализованной зоне дробления, и наиболее золотоносной является пирит-пирротин-арсенопиритовая брекчия (по данным штуфного опробования).

Аналогичная зона картируется магнитной съемкой масштаба 1:10 000, выполненной геофизиками ООО «Северо-Запад» на участке Хатыннах-

Сала в 2007 году по проекту «Прогнозно-поисковые работы на золото в Уяндино-Сутуруохской зоне (Республика Саха (Якутия)), которые выполнялись по договору с ФГУ НПП «Аэрогеология» № 14-ГФ от 12 апреля 2006 г. Минерализованная зона, аналогичная зоне уч. Бутон, по данным магнитной сьемки ООО «Северо-Запад». уверенно прослеживается магниторазведкой на 1000 м, а с учетом материалов профильной магнитной съемки, протяженность зоны на участке Хатыннах-Сала можно увеличить до 1,5 км . Таким образом, общая длина выделенных магниторазведкой зон на участках Бутон и Хатыннах-Сала составит 3,5 км. Приуроченность, выделенных магниторазведкой минерализованных зон дробления, к границам разновозрастных геологических образований и фронтальным частям различных надвиговых структур, не является случайным совпадением, так как, практически, все рудные тела на известных геологических объектах, которые находятся рядом, в аналогичной структурно-тектонической обстановке (Пологое, Арбат, Гал-Хая, Северное), имеют такое же расположение и уже частично разведаны.

На минерагенической карте Олындинской рудной зоны масштаба 1:100 000, составленной по материалам Р. И. Вишневской (1997 г), рассматриваемая территория находится в зоне регионального динамометаморфизма, где прослеживается ряд ветвящихся тектонических нарушений различного порядка протяженностью до 20-30 км., а выделяемая наземной магниторазведкой минерализованная зона участка Хатыннах-Сала длиной 1,5 км. является «минерализованным фрагментом» одного из таких нарушений (т.е. является минерализованной зоной в классическом понимании этого термина). Учитывая тот факт, что головки разведанных россыпей приурочены, тем или иным образом, к этим протяженным тектоническим нарушениям, можно предположить, что они минерализованы и их эродированные части, в пределах долин, внесли свой вклад в формирование известных россыпей золота.

Интересным для специалистов может быть и следующий вывод автора статьи, по материалам его работ в Адычанском золотоносном районе: аналогичные зоны динамометаморфизма, как в Адычанском золотоносном районе, так и в Олындинской золоторудной зоне, на гравиметрических картах масштаба 1:200 000, фиксируются одинаковым волнообразным рисунком изоаномал гравитационного поля. Но для района Адычи и Олынди существует существенное различие в информации наземных магнитных съёмок - в районе Адычи линейных минерализованных зон, как на Олын-

де, нет и, очевидно, напрашивается вывод, что процессы основного этапа рудообразования на Адыче прошли до процессов регионального динамометаморфизма, которым минерализованные зоны раздроблены и пространственно растащены, что естественным образом затрудняет разведку таких зон бурением и канавами (пример: рудопроявление Ганн – Андреевское). А вот в районе Олынди процессы рудообразования прошли после этапов регионального динамометаморфизма и минерализованные зоны, сопровождая финальные подвижки надвиговых структур, сохранились, о чём и свидетельствуют результаты наземной магниторазведки. И это существенный аванс будущим исследователям Олындинской золоторудной зоны.

Исходя из того, что информативна только наземная высокоточная магниторазведка, которая картирует линейные минерализованные зоны дробления, а аэромагнитка масштаба 1:50 000 дает, практически, ровное отрицательное магнитное поле, можно предположить, что в общем случае, минерализованные зоны, приуроченные к водораздельным частям в интервале: уч. Лепесток - уч. Хатыннах-Сала - уч. Бутон более дифференцированы и разбиты неотектоникой на отдельные отрезки, но их существование, (исходя из наличия пунктов минерализации и разведанных россыпей золота), можно предположить с большой степенью вероятности. Т.е., они есть, и они должны картироваться магниторазведкой. Присутствие магнетита и пирротина в составе минерализованных зон позволяет это сделать. Это достаточно редкий случай, когда магниторазведка непосредственно картирует рудовмещающие обьекты и работает как прямой поисковый метод.

Зона регионального динамометаморфизма непосредственно примыкает к юго-восточной границе отработанных россыпей Олындинской золоторудной зоны, где геофизиками АО «Янгеология» выделяется перспективная площадь (120 кв.км.) для постановки опережающих магниторазведочных и электроразведочных работ масштабов 1: 25 000-1:5000, которыми можно закартировать минерализованные зоны дробления, несущие золотое оруденение.

Подсчёт ресурсов золота категории Р3, для уже закартированных магниторазведкой минерализованных зон дробления участков Бутон и Хатыннах-Сала, общей протяжённостью 3.5 км., по параметрам месторождения Пологое, составляет 260 т. золота (среднее содержание – 5г/т; горизонтальная мощность рудных тел внутри минерализованных зон дробления -

20 метров; подвеска расчётных блоков -300 метров; обьёмный вес – 2,5 т/м3; 3500*300* 20*5*2,5=260т.)

При этом, в расчёт не берутся гидротермальные столбы, выделенные автором этой статьи в отчетных материалах геофизических работ по проекту «Поисково-ревизионные работы на рудное золото в пределах Олындинской рудной зоны Селенняхского геолого-экономического района (Республика Саха (Якутия)) в 2015-2017г.г.», которые тоже рассматриваются в отчётных материалах как коренные источники золота россыпных месторождений Олындинской рудной зоны.

При обосновании объемов опережающих геофизических работ на всю площадь (120 кв.км.) были условно выделены предполагаемые минерализованные зоны дробления, расположенные в водораздельных частях исследуемой территории. Это необходимо для ориентировки геофизикам в процессе выполнения полевых работ. Приуроченность минерализованных зон дробления к осевым частям водоразделов различного порядка объясняется конкретными условиями орогенеза, а именно: «закрытие» хребтов происходило в последнюю очередь и сопровождалось интенсивным проявлением гидротермальных процессов в зонах «закрытия», т.е. в осевых частях водоразделов, реликты которых мы видим в современном эрозионном срезе. Аналогичные явления наблюдаются и в наше время при «закрытии» срединных океанических хребтов, о чем свидетельствуют океанологи при погружения глубоководных аппаратов в зоны «закрытия» этих структур. Эти же зоны, имея различные физико-механические свойства, принимали активное участие в последующих тектонических подвижках и формировании контактных поверхностей различных надвиговых структур, локализуя в себе всю многостадийность последующих гидротермальных и других процессов, в том числе рудообразующих. Эти выводы, неоднократно, автором данной статьи, излагались в отчётных материалах его геофизических работ, за почти 40-летний период профессиональной деятельности на северо-востоке Якутии.

Общая протяженность предполагаемых минерализованных зон составляет 200 км., допустим, 10% из них будет нести минерализацию с интересующими нас содержаниями золота, тогда прогнозные ресурсы Р3 на указанной территории увеличатся до 1500 тонн золота, и эти цифры вряд ли являются завышенными.

Я не собираюсь включаться в полемику о роли других источников россыпной золотоносности Олындинской рудной зоны, но будучи уверенным

в полученных результатах наземной магниторазведки, смею предположить, что всё же, основными коренными источниками золота Олындинских россыпей были арсенопирит – пирит – пирротиновые зоны дробления и рудные столбы аналогичного или близкого состава, фрагменты которых мы видим по результатам наземных геофизических работ. Но ещё неэродированные или слабо эродированные коренные источники золота находятся в пределах выбранной нами площади опережающих геолого-геофизических работ, где уже закартирована магниторазведкой минерализованная зона дробления общей протяженностью 3.5 км, а прогнозные ресурсы и этой зоны, и общей территории не могут не впечатлять специалистов.

Мы, в близкой перспективе, можем получить новый промышленный золоторудный район Якутии. Все будет зависеть от того, насколько грамотно будем подходить к дальнейшему изучению территории, а поскольку район относится к Арктической зоне Якутии, постановка опережающих геолого-геофизических работ на рассматриваемой территории Олындинской рудной зоны является своевременной и актуальной.

ЭНДОГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ МАЛОТАРЫНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Кондратьева Л.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
lkon12@yandex.ru

На площади Малотарынского рудного поля проявлена разнообразная по вещественному составу и возрасту минерализация: 1 – золото-висмутовая; 2 – основная промышленная малосульфидная золото-кварцевая; 3 – бертьерит-антимонитовая; 4 – эпитермальная серебро-сурьмяная. По морфологии рудные тела представляют собой минерализованные зоны дробления (участки Зеленый, Голубичный, Эгелях), штокверкоподобные зоны и линзовидные тела (участки Ягодный, Кус-Юрюе) [1].

Карбонаты в качестве главного минерала входят в состав продуктивных ассоциаций золото-кварцевого оруденения в количестве 5-15%. Они встречаются в виде отдельных зерен и их скоплений, часто приуроченных к зальбандам рудных тел, либо к ксенолитам и прослоям вмещающих по-

род, реже в виде мономинеральных прожилков. Определение химического состава проводилось рентгеноспектральным методом анализа на сканирующем электронном микроскопе фирмы JEOL JSM-6480LV (аналитики С.А. Карпова, С.К. Попова).

Изучение эндогенных карбонатов проведено на четырех участках рудного поля (с северо-запада на юго-восток): Эгелях, Настенька, Зеленый и Ягодный. Установлено относительное разнообразие минеральных видов карбонатного вещества (в порядке уменьшения распространенности): сидеродоломиты, магнезиоанкериты, доломиты, кальциты, магнезиосидериты и сидериты.

На участке Ягодный преобладают карбонаты доломит-анкеритового ряда крайне неравновесного состава (табл. 1); магнезиосидериты и сидериты имеют подчиненное значение (рис. 1). Кальцит не обнаружен. Сидеродоломиты, магнезиоанкериты и доломиты обычно образуют агрегаты с зональным распределением фазового состава. Ранние Mg-сидерит и сидерит встречаются в них в виде единичных вкрапленников, содержат до 11,7 мас. % MgO или 30,15 мол. % $MgCO_3$.

Таблица 1

Минальный состав карбонатов ряда доломит-анкерит различных участков Малотарынского рудного поля

Состав	Ягодный (n=138)	Зеленый (n=14)	Настенька (n=10)	Эгелях (n=57)
$FeCO_3$	7,88-32,71 19,08	22,40-27,66 24,80	18,68-23,74 21,80	7,59-33,12 19,48
$MgCO_3$	17,94-42,60 30,93	21,39-27,46 24,11	25,77-32,06 28,93	18,05-42,18 28,83
$MnCO_3$	0-3,58 0,84	0,70-2,38 1,34	0,12-1,03 0,63	0-2,99 0,77

Примечание. В числителе пределы колебаний, в знаменателе среднее содержание, n – количество анализов

Из рудных минералов наиболее часто встречается пирит, реже арсенопирит и антимонит. Отмечается снижение железистости сидеродоломита с появлением собственно доломита в кварце рудного облика. С маложелезистым сидеродоломитом (7,05-11,78 мас. % FeO) ассоциирует пирит, отличающийся значительным содержанием As (3,04 мас.%). В сером криптозернистом кварце, содержащем прожилковидные скопления тонкозернистых идиоморфных зерен пирита и арсенопирита, выявлен доломит-

сидеродоломит с наименьшим по рудному полю содержанием FeO – 5,94-8.04 мас.%.

Карбонаты других участков менее разнообразны по видовому составу, что возможно, объясняется меньшим количеством проанализированных образцов.

В кварцевых прожилках ритмично-полосчатой текстуры участка Настенька карбонаты приурочены к тонкоизогнутым плойчатым прослоям вмещающих пород. Карбонаты представлены сидеродоломитом довольно однородного состава (f'=0,37-0,48). На контакте карбоната с кварцем обнаружено мелкое (2-3 микрона) зерно самородного золота. Поздний кальцит в интерстициях кварца отличается повышенным содержанием сидеритового минала 2,0-4,3 мол. % и ассоциирует с самородным серебром и галенитом.

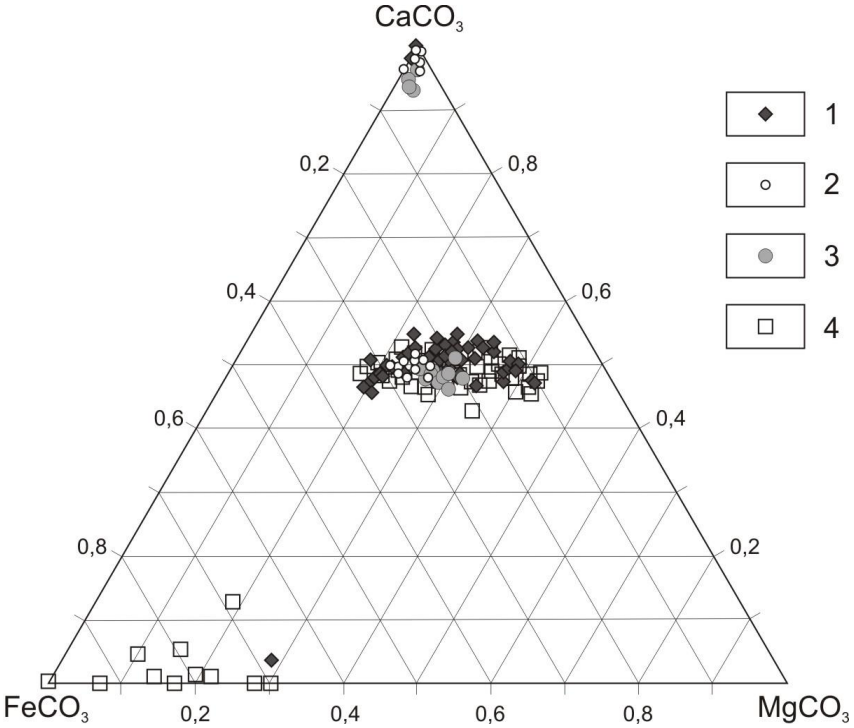


Рис. 1. Состав эндогенных карбонатов Мало-Тарынского рудного поля
Участки: 1 – Эгелях, 2 – Зеленый, 3 – Настенька, 4 – Ягодный

На участке Зеленый мономинеральные карбонатные жилы сложены кальцитом с содержанием 0-1,6 мол. % $FeCO_3$. В нем обнаружены включения реликтов арсенопирита и антимонита. В молочно-белом кварце встречаются гнездовые вкрапленники высокожелезистого (f'=0,44-0,54) сидеродоломита-магнезиоанкерита темно-коричневого цвета.

Карбонаты участка Эгелях представлены доломит-анкеритом переменного состава с единичными реликтами Mg-сидерита и кальцитом (0,5-2,03 мол. % $FeCO_3$), заполняющим межзерновое пространство в кварце. В штокверковых рудах в кварце и карбонате, представленном исключительно Mg-анкеритом, развита минерализация галенита.

Наиболее ранними из карбонатов Малотарынского рудного поля, по-видимому, являются магнезиосидерит и сидерит, встречающиеся, в основном, в виде реликтов в доломит-анкерите. Карбонаты доломит-анкеритового ряда имеют переменный состав, рудная минерализация обычно ассоциирует с наиболее маложелезистыми разностями. Характерно небольшое содержание родохрозитового минала до 2%. Кальцит является поздним карбонатом, установлен на участках Настенька и Эгелях в виде интерстиций в кварце, а на участке Зеленый в виде мономинеральных жил и сопровождается поздней минерализацией самородного серебра и антимонита. На диаграмме минального состава (рис. 1) по развитию минеральных видов карбонатного вещества, соотношению и уровню концентрации минералообразующих элементов (Ca, Mg, Fe) прослеживается зональность с условным выделением двух групп.

1) Участки Зеленый и Настенька (центральная часть рудного поля), где развиты два минеральных типа карбонатов – кальцит и доломит-анкерит относительно стабильного состава. 2) Участки Эгелях и Ягодный (соответственно северо-западный и юго-восточный фланги), отличающихся развитием сидерита и крайне изменчивым соотношением $FeCO_3/MgCO_3$ карбонатов доломит-анкеритового ряда.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

Литература:

1. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т.34. №4. С. 39-52.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КАНГАЛАССКОЙ ТЕРРАСЫ (ЛЕВЫЙ БЕРЕГ РЕКИ ЛЕНА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Костин А.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
kostin@diamond.ysn.ru

Исследование продолжает начатые в 2014 году работы по изучению вулканизма Лено-Вилюйского водораздела [1, 2]. В результате осмотра коренных природных обнажений и карьеров Кангаласской террасы в 2016-2017 годах впервые были установлены два участка проявления вулканизма – Молотовская падь и Намцырское (рис. 1), представленные лавами, лавобрекчиями, туфами, туфопесчаниками и субвулканическими породами. Из минералов, которые обычно сопровождают вулканические процессы были обнаружены скопления кристобаллита, выполняющие пустоты в лавах. Его присутствие указывает на то, что состав и микроструктура лавовых куполов эволюционировала после извержения под воздействием газовой фазы. По валовому химическому составу лавы относятся к андезитам и дацитам умеренной – нормальной щелочности.

Многие вулканические процессы мира сопровождаются проявленной в разной степени рудной минерализацией. В лавах установлены следующие признаки рудной минерализации:

1. В андезитовых вариолитовых лавах (плотность 2,88-2,92) методом ICP-MS установлено содержание Pt в количестве 0,11 г/т, что в 22 раза выше кларка (среднее содержание платины в земной коре составляет 5×10-7%).

2. В вулканических отложениях Кангаласской террасы обнаружены лавовыводящие каналы, включающие частично оплавленные с поверхности породы высокой плотности (3,41 г/см3) субвулканического облика, относящиеся к пикритам. Порода содержат FeO_{tot}> 32,4%, сложена призматическими и изометричными зернами пироксена (геденбергит-авгит) и фаялитом (группа оливина) с содержанием Mg 1,08-3,23% и Mn 3,04-4,06%, в интерстициях отмечаются единичные зерна и шестоватые срастания таблитчатого полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза (битовнит-анортита). Рудные минералы группируются в сферические обособления сложного строения (рис. 2) размером до 0,7 см и вкрапленники, а сама по-

рода представляет интерес как Fe-оксидная руда. Рудные минералы представлены Ti-магнетитом, гематитом и троилитом (определен на дифрактометре D2 PHASER фирмы Bruker), с которыми ассоциирует бариевый полевой шпат цельзиан-гиалофан.

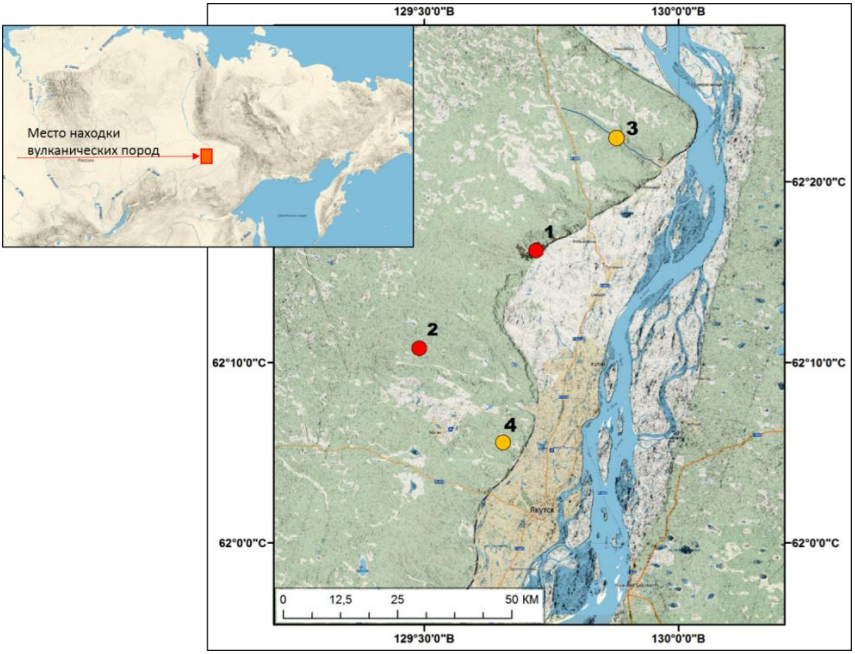


Рис. 1. Расположение находок вулканических пород и проявлений золота в юрских отложениях Кангаласской террасы.
Проявления вулканических пород: 1 – Молотовская падь; 2 – Намцырское.
Проявления золота: 3 – ручей Золотинка; 4 – Хатынг-Юряхский карьер.

3. Вариолитовые лавы насыщены рудными обособлениями сферического и каплевидного облика (рис. 3). Обычно это различные сочетания самородного железа, троилита и пирита. Встречаются ликвационные обособления фаялита размером до 1 см, насыщенные оплавленными включениями шпинели и гематита. Некоторые линзовидные обособления гематита достигают 10-15 см.

4. В самородном железе установлены примеси: Co – 0,04-2,89%; Ni – 0,01-1,09%; Pt – до 1,45%; Ir – до 2,97%. В пирите примеси Au – 0,11-

2,25%; Pt – 0,57-2,88%; Ag – 0-1,18%. В троилите / пирротине примеси Au – 0-3,15%; Pt – 0-2,02%; Ag – 0-1,68%.

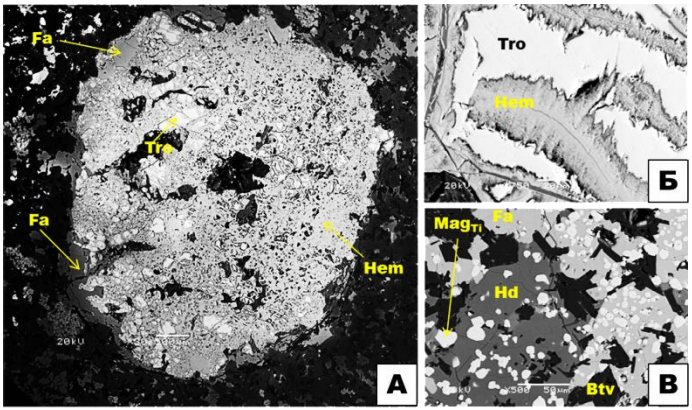


Рис. 2. Образец 1039: Поликомпонентное сферическое обособление в пикритах (А) и детали его строения (Б и В): Tro – троилит; Hem – гематит; Mag$_{Ti}$ – магнетит с примесью титана; Fa – фаялит; Hd – геденбергит; Btv – битовнит.

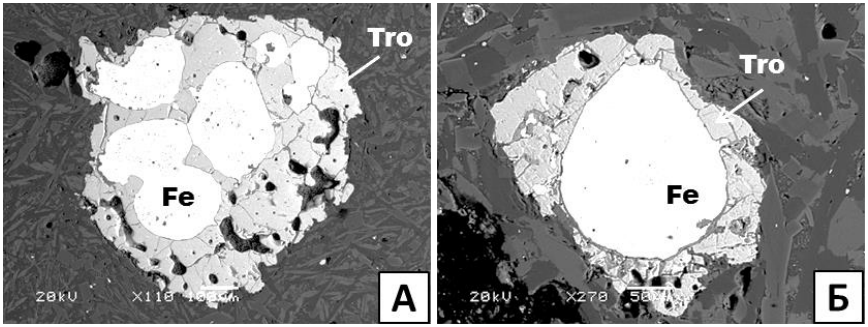


Рис. 3. Образец 1030: Рудные образования вариолитовых лав: А – Сферическое обособление троилита со сросшимися каплями самородного железа; Б –Капля самородного железа в окружение троилита.
Fe – железо самородное; Tro – троилит.

5. В палеогеновых отложениях, вскрытых карьером Хатынг-Юрях (рис. 1) в 8 км от центра г. Якутска, сотрудниками ИГАБМ СО РАН А.П. Смеловым и А.А. Сурниным [3] было обнаружено весовое золото. По их данным 90 % золота относится к высокопробному (900-950 ‰) и весьма высо-

копробному (950-998 ‰), отмечается прямая линейная зависимость величины пробы с содержанием меди, которое в отдельных зернах может доходить до 0,63 %. В высокопробном золоте присутствует ртуть (до 0,70 %). В сочетании с малым размером, высокой пробностью и слабо обработанными комковатыми и уплощенными формами золотин А.П. Смелов и А.А. Сурнин предположили наличие близкого коренного источника.

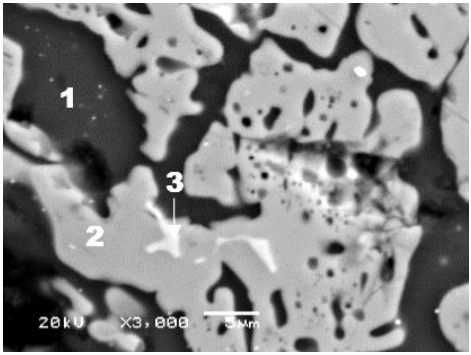


Рис. 4. Образец 1030: Сложный шпинелид с Au-Hg фазой, ассоциирующий с железными шариками в вариолитовых лавах. 1 – санидин; 2 – ульвешпинель (Fe_2TiO_4) ± шпинель ($MgAl_2O_4$); 3 – Au-Hg содержащая фаза в шпинелиде.

6. В вариолитовых лавах обнаружены необычные включения комплексного шпинелида (рис. 4): ульвешпинель (Fe_2TiO_4) ± шпинель ($MgAl_2O_4$), в которой диагностирован шпинелид, обогащенный до 6,85% Au и 2,9% Hg.

7. Известно, что в 50-х годах прошлого века в ручье Золотинка (рис. 1) велась старательская добыча россыпного золота.

Учитывая полученные в результате исследования данные и анализ некоторых исторических фактов, можно заключить, что на флангах развития вулканических пород отмечается золоторудная минерализация, масштабы которой определены. Кроме золота возможно наличие платиновой минерализации, следы которой присутствуют в вулканических породах Кангаласской террасы. Это позволяет сделать вывод о потенциальной благороднометальной рудоносности вулканических образований Кангаласской террасы.

Материалы подготовлены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

Литература:

1. Костин А.В., Гриненко В.С., Олейников О.Б. и др. Первые данные о проявлении верхнемелового вулканизма зоны перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» // Наука и образование. – 2015. – № 1(77). – С. 30–36.

2. Костин А.В. Новый геологический объект вулканического происхождения на Лено-Вилюйском водоразделе (восток Сибирской Платформы) // Успехи современного естествознания. 2017. – №. 2. С. 100-105. DOI–10.17513/use.36370.

3. Смелов А.П., Сурнин А.А. Золото города Якутска // Наука из первых рук. – 2010. – №. 4 (34). С. 16-19.

МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Кудрин М.В., Заякина Н.В., Васильева Т.И.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

kudrinmv@mail.ru

Месторождение Хангалас расположено на водоразделе ручьёв Узкий-Зимний в пределах одноименного рудного узла в юго-восточной части Кулар-Нерского сланцевого пояса Верхояно-Колымской складчатой области. Месторождение было открыто в 1948 году Агейкиным А.С. Оруденение приурочено к минерализованным зонами дробления сложного строения с малосульфидной золото-кварцевой минерализацией [3, 4]. Вмещающие породы сложенные верхнепермскими (P_2) отложениями представлены преимущественно грауваковыми песчаниками с маломощными прослоями и пачками алевролитов с включениями галек различного состава. Минерализованные зоны дробления сложены милонитами, блоками окварцованных песчаников и алевролитов, часто сопровождаются согласными и секущими кварцевыми жилами и прожилками с сульфидной минерализацией. Количество рудных минералов не превышает 1-3%. До 90 % занимают арсенопирит и пирит [3], менее распространены галенит, сфалерит, халькопирит и самородное золото, реже присутствуют антимонит и сульфосоли свинца (буланжерит). Жильные минералы представлены кварцем, менее распространены карбонаты и хлорит. Вкрапленная сульфидная ми-

нерализация вмещающих пород проявлена в виде отдельных кристаллов, гнезд и прожилков арсенопирита и пирита от тонко- до крупнокристаллической структуры. Коренные породы на месторождении перекрыты нижнеплейстоценовыми отложениями террасового комплекса, сложенными песчано-глинистым материалом с гравием, галькой и валунами различного состава мощностью до 5-30 м. В пределах месторождения Хангалас отложения золотоносны.

Рудные зоны и вмещающие породы месторождения претерпели сильное гипергенное изменение, что подтверждается развитием окислов железа, образованием сульфатов, глинистых и других минералов. Вопросам вторичного обогащения золотом и минералогии зоны окисления золоторудных месторождений Якутии посвящены работы Нестерова Н.В. [2]. Гипергенные минералы месторождения развивались за счет вод сульфатно-железного состава, образующихся при окислении сильно пиритизированных вмещающих пород. Положительным фактором для проникновения вадозных и подземных вод в горные породы в доледниковое время явилось их повышенная трещиноватость, обусловленная многократным тектоногенезом (не менее 5 этапов деформаций) [4], их существенная пористость за счет преобладания песчаного материала, расположением месторождения в пониженном участке в нижнеплейстоценовое время в русле реки. Такие условия явились причиной развития достаточно мощной (50-100 м) зоны окисления и выщелачивания с развитием разнообразных минералов. Изучение гипергенной минерализации рудных объектов, по мнению авторов, может иметь важное значение при прогнозно-поисковых построениях, так как появление тех или иных минералов в зоне окисления является индикатором наличия в коренных породах рудных (в основном сульфидов) минералов.

Нами в 2014 и 2017 году отобраны пробы из поверхностных горных выработок глубиной до 2-3 м и из отвалов подземных выработок, пройденных на глубине 50-100 м месторождения Хангалас. Пробы представляют собой измененные сульфидизированные вмещающие песчано-глинистые породы, окисленные кварц-карбонатные жилы, материал из минерализованных зон дробления, а также мономинеральные пробы суль-

фатов, слагающие гнезда и прожилки в лимонитизированных милонитах и песчаниках.

Изучение минерального состава выполнено методом рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER, съемка образцов проводилась на Cu K_α излучении, напряжении трубки 30 кВ и силе тока 10 мА в интервале 4,5 – 65˚ (2θ˚), использовали базу данных PDF-2. Препараты готовились из порошковых проб. Для некоторых образцов изучали состав и морфологию выделенных под бинокуляром частиц на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (20 кВ, 1 нА, диаметр пучка 1 мкм) (аналитик Попова С.К., ИГАБМ СО РАН).

Исследовано 46 образцов. Установлено, что в основном их минеральный состав представлен кварцем, слоистыми силикатами, полевым шпатом (альбит), из сульфидов зафиксированы пирит (6 находок – далее цифрой в скобках отмечено число находок) и арсенопирит (2), карбонаты – доломит (10), апатит (2). Кварц (42) – хорошо окристаллизован, линии на рентгенограммах резкие. Слоистые силикаты – слюда (41), каолинит (17), минералы из группы смектита (3), единичная находка хлорита.

Гипергенные минералы проявляются в виде агрегатов из тонких корок, налетов или включений и прожилков в массивных образцах. Цвет от белого, светло-зеленого, бежевого до коричневого, ржаво-бурого. Один из образцов (Х-18-17), отобранный с висячего контакта зоны Центральная, представлял собой рыхлую мучнистую массу из достаточно мягких обломков белого цвета с желто-зеленоватым оттенком размером от 1-2 до 10 мм. Установлено, что в основном вторичные минералы относятся к классам сульфатов и арсенатов, из гидроокислов Fe зафиксирован только гетит. Наиболее распространен среди сульфатов гипс (24), второй по распространенности ярозит (13). Арсенаты – скородит (2), канькит – $FeAsO_4 \cdot 3{,}5H_2O$ (1), буковскиит – $Fe_2(AsO_4)(SO_4)(OH) \cdot 7H_2O$ (1). Канькит находится в смеси с буковскиитом, оба минерала достаточно редкие. В образцах из окисленных минерализованных зон дробления и вмещающих пород установлены редкие сульфаты: мангазеит – $Al_2(SO_4)(OH)_4 \cdot 3H_2O$ (вторая находка в Якутии и в мире) [1], амарантит – $Fe_3(SO_4)(OH) \cdot 3H_2O$ (1), мета-алюминит – $Al_2SO_4(OH)_4 \cdot 5H_2O$ (1), мета-алуноген –

$Al_2(SO_4)_3 \cdot 12H_2O$ (1), тамаругит – $NaAl(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ (1), пиккерингит – $MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$ (1). Кроме этих минералов нами обнаружен неизвестный водный сульфат Fe (проба X-27-14), состав которого аналогичен составу бутлерита и парабутлерита – $Fe(SO_4)(OH) \cdot 2H_2O$.

Очень интересной представляется находка водного сульфата-арсената-фосфата Fe и Al (проба X-18-17), аналогов которому ни по рентгенограмме, ни по химическому составу не установлено. Также не удалось диагностировать матовые не просвечивающие и красно-коричневые просвечивающие обломки минералов, элементный состав которых включает P, S, Fe, As, поскольку они оказались рентгено-аморфными.

Развитие многолетней мерзлоты сыграло важную роль в сохранении, гипергенных минералов, чаще сульфатов, которые, как известно, в иных условиях быстро разрушаются. Приведенный перечень гипергенных минералов, не следует считать исчерпывающим. Нельзя исключить, что при исследовании большего количества образцов, можно обнаружить еще и другие, в том числе и новые, минералы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00336.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Заякина Н.В., Гамянина В.В., Сукнев В.С. Мангазеит, $Al_2(SO_4)(OH)_4 \cdot 3H_2O$ – новый минерал // Записки Российского минералогического общества. – 2006. – Т. 135. – №. 4. – С. 20-24.

2. Нестеров Н.В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии // Известия Томского политехнического университета. – 1970. – Т. 239. – С. 242-247.

3. Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Геохимические особенности пирита и арсенопирита золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. – 2017. – С. 163-169.

4. Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Деформационные структуры Хангаласского рудного узла // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. – 2015. – С. 537-540.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ К СОПРОВОЖДЕНИЮ ТЕМАТИЧЕСКИХ РАБОТ ПО СИБИРСКОМУ ФЕДЕРАЛЬНОМУ ОКРУГУ С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ДЛЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПРОГРАММ ОБЪЕДИНЕНИЙ АО «РОСГЕОЛОГИЯ» И СОЗДАНИЕ БАЗ ДАННЫХ ПО ТПИ

Лакутин А.О.[1], Сенкевич В.С.[2]

1 – Сибирский научно-исследовательский институт геологии геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, lakutin.ao@mail.ru

2 – РОСГЕО Акционерное Общество «Сибирское производственно-геологическое объединение» (АО «Сибирское ПГО»), г. Красноярск, sink777@mail.ru

Основная цель работ:

Выявления объектов для перспективных программ объединений АО «Росгеология» и создание базы данных по ТПИ

Принципиальные задачи:

- Создание ГИС-проекта с предоставлением информации и карт (обзорная геологическая, металлогенического районирования и полезных ископаемых, распределенного фонда, инфраструктуры, изученности, структурно-формационные и др.)
- Создание и ведение базы данных ТПИ (актуализация существующих БД ТПИ подразделений АО «РОСГЕО»)
- Выявление объектов для перспективных программ объединений АО «Росгеология» на основе анализа минерально-сырьевых и экономических характеристик недр

Актуальность работы по формированию программы перспективных объектов:

- Создания собственного инструмента АО «Росгеология» для работы с большим объемом материалов по объектам
- Сбор, сведение и обработка данных в едином формате
- Системный подход в обработке и предоставлении данных

- Единое восприятия большого объема информации и набора данных
- Оперативный анализ и работа с информацией
- Необходимая оснащенность современным программным обеспечением
- Необходимые мероприятиядля выполнения поставленных задач необходимо провести следующие мероприятия:
- Актуализировать информацию существующего ГИС-проекта
- Развитие ГИС-проекта и электронных баз данных
- Интеграция ГИС-проекта и баз данных в единую информационную систему принятия решений
- Мониторинг и обновление информации в базе данных по состоянию минерально-сырьевой базы (лицензии, недропользователи и пр.)
- Выделение перспективных объектов, их геолого-экономическая оценка и рекомендации по дальнейшему развитию

Сотрудничество с тематическими группами подразделения АО «Роскгеология» для **обозначения площадей перспективных настратегически важные и ликвидные ТПИ**. *Разработанные средства ГИС-интерфейса, интегрированные с базами данных*, должны позволять оперативно анализировать ситуацию, обеспечивать подготовку отчетов, включающих фрагменты карт и таблицы, характеризующие исследуемые участки региона. Компиляция данных и геоинформационных слоёв должна позволять в полуавтоматическом режиме готовить *предложения по новым перспективным объектам работ*, включая их геологическое и экономическое обоснования, проверку корректности границ (не попадание в ООПТ и горные и геологические отводы действующих лицензий), определение инфраструктурной обеспеченности района работ [1].

Рис. 1. Блок-схема ГИС-проекта и БД ТПИ для программы формирования предложений объектов ТПИ подразделений АО «Росгеология» **[1]**

Литература:

1. Приказ Роснедр от 25.05.2017 N 544 "О рассмотрении ожидаемых результатов геологоразведочных работ за 2017 год и формировании направлений работ по геологическому изучению недр и воспроизводству минерально-сырьевой базы на 2018 год".

ЗОНЫ СУЛЬФИДИЗАЦИИ ЮГЛЕРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Литвиненко И.С.
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, litvinenko@neisri.ru

Юглеровское рудное поле входит в состав Юглеровского рудно-россыпного узла, расположенного на юго-восточном фланге Яно-Колымской складчатой системы мезозоид. Оно приурочено к зоне проявления Паутовского глубинного разлома. Помимо месторождения Юглер, в его пределах установлено около 30 рудных проявлений с содержаниями золота 0,4–3,8 г/т. Промышленные рудные тела представлены околодайковыми кварцевыми жилами с оруденением золото-кварцевого типа (рудные минералы: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, буланжерит), непромышленные – кварцевыми жилами и дайками с золото-кварцевым, минерализованными зонами дробления с золото-сульфидно-кварцевым и зонами сульфидизации с золото-кварц-сульфидным оруденением. Установленные зоны сульфидизации имеют ширину в несколько десятков (до нескольких сотен) и протяженность в несколько сотен метров (до нескольких километров) и расположены вдоль основной рудоносной полосы. Они представлены вкрапленной и линзовидно-прожилковой сульфидизацией на участках интенсивной метаморфической проработки осадочных и туфогенно-осадочных пород. На сульфидную составляющую в таких зонах приходится до 50-60 % от общего объёма породы.

В работе проведен сравнительный анализ геохимического состава сульфидной минерализации в осадочных породах (осадочно-диагенетические сульфиды), в зонах сульфидизации и в околожильных зонах с гидротермальным золотокварцевым оруденением. Из сульфидных прожилков в пробы отобраны их сколки. В пробы, характеризующие вкрапленную сульфидизацию, взяты монофракции сульфидов, выделенные в тяжелой жидкости из издробленного материала, а также из шлихов, отмытых из разрушенных пород. Пробы проанализированы в СВКНИИ ДВО РАН количественным спектральным анализом. Золото и серебро определялись из дубликатов проб атомно-абсорбционным анализом. В

работе рассматривается содержание основных рудных элементов: Fe, As, Mn, Bi, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Au, Ag (Sb и W не выявлены).

Монофракции осадочно-диагенетических сульфидов выделены из слабометаморфизованного слоя песчаников среди сланцев в днище долины руч. Юглер. Они представлены мелкой (около 0,5 мм) вкрапленностью овальных агрегатов пирита, сложенных зернами менее 0,05 мм, и отдельными мелкими (до 0,25 мм) кубическими кристаллами пирита. Данный генотип рудной минерализации характеризуется низким содержанием золота и других рудных элементов (табл. 1). Среднее отношение серебра к золоту составляет 2,9; никеля к кобальту – 0,9.

Таблица 1

Геохимический состав генотипов сульфидной минерализации

Элемент	Генотип сульфидной минерализации			
	Осадочно-диагенетическая (3)	Линзовидно-прожилковая зон сульфидизации (9)	Вкрапленная зон сульфидизации (7)	Гидротермальная околожильных зон (4)
Fe	26,0	31,7	36,2	29,4
As	-	186,4	544,9	1844,5
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1
Bi	-	2,4	-	-
Mo	6,9	16,9	3,9	3,0
Sn	6,9	3,7	4,9	5,5
Cu	26,5	332,9	53,2	15,7
Pb	122,4	129,0	80,5	25,2
Zn	69,0	114,8	153,3	128,1
Ni	20,0	181,8	135,0	28,3
Co	22,5	172,2	265,2	67,3
Au	0,3	0,9	0,6	4,1
Ag	1,0	11,5	33,3	36,2

Примечанеие. Прочерк – элемент не обнаружен. В скобках – количество анализов. Содержание железа в процентах, остальных элементов в г/т.

В зонах сульфидизации опробовано два вида сульфидной минерализации. Первый из них был выявлен в зонах сульфидизации в днище долины руч. Юглер. Здесь наряду с вкрапленной минерализацией в интенсивно ороговикованных аргиллитах (сланцах) отмечались отдельные линзы и прожилки, сложенные очень тонкозернистым пиритовым агрегатом бледно-желтого (до стально-серого) цвета. Размер зерен пирита

составляет менее 0,01 мм, что придает таким агрегатам сливной вид. Мощность сульфидных линз достигает 1 см, а их размеры до 5-7 см, мощность прожилков составляет до 0,5 см.

Другая разновидность линзовидных скоплений сульфидов – это очень густая вкрапленность мелких (до 1-1,5 мм) кристаллических кубических выделений пирита бледно-желтого (до стально-серого) цвета в мелких линзовидных обособлениях черных (с углистым веществом (?)) аргиллитов среди алевролитов. Вероятнее всего, это неполная стадия замещения углефицированных аргиллитов сульфидами при образовании отмеченных выше сульфидных линз.

Отличительной особенностью линзовидно-прожилковых сульфидных образований является повышенное содержание в них свинца (до 221,2 г/т), меди (до 725,4 г/т), молибдена (до 25,4 г/т), никеля (до 441,7 г/т) и висмута (до 12,3 г/т) (см. табл. 1). Отношение серебра к золоту колеблется от 2,1 до 23,1 (среднее – 12,5). Для золота характерна очень устойчивая положительная корреляционная связь с никелем (0,89) и мышьяком (0,82), менее определенная - с кобальтом (0,45), серебром (0,45) и медью (0,44). По корреляционным связям установлены полиметаллическая (медь, свинец, цинк) и редкометальная (молибден, олово, висмут) ассоциации элементов-примесей. Отношение никеля к кобальту колеблется от 0,5 до 4,0 и составляет в среднем 1,1.

Вторая разновидность рудной минерализации зон сульфидизации изучена в днищах долин руч. Спокойный и Матросова. Представлена она относительно равномерной вкрапленностью кубических кристаллов пирита соломенно-желтого цвета в интенсивно ороговикованных, метасоматически окварцованных и березитизированных песчаниках, алевролитах и аргиллитах. Кристаллы пирита в основном размером 0,5-3 мм. Количество его варьирует от прослоя к прослою. Мощные слои песчаников обычно содержат минимальное количество пирита. В сланцах вкрапленность пирита зачастую приурочена к субсогласным со слоистостью микротрещинам. Наибольшее количество сульфидов (до 60 и более процентов от общего объема пород) отмечается в метасоматически проработанных алевролитах и аргиллитах.

Вкрапленная сульфидная минерализация зон сульфидизации отличается повышенным содержанием кобальта (до 336,4 г/т), серебра (до 184,9 г/т), цинка (до 182,3 г/т) (см. табл. 1). Отношение серебра к золоту колеблется от 4,0 до 748,7 (среднее 60,6), никеля к кобальту – от 0,3 до 0,8

(среднее (0,5). Корреляционные связи между элементами очень слабые. С большой долей условности выделяются три ассоциативных группы элементов: Fe–As–Zn, Co–Mo–Sn, Cu–Pb–Ni. Устойчивых корреляционных связей золота с другими элементами не устанавливается. Слабая положительная связь – со свинцом (0,5) и мышьяком (0,4).

Сравнительный анализ геохимического состава гидротермальной сульфидной минерализации из околожильного пространства жилы № 6, представленной преимущественно кубическими кристаллами пирита, показал ее резкое отличие от вышеохарактеризованных сульфидных образований повышенным содержанием мышьяка и золота (см. табл. 1)

Таким образом, сульфидная минерализация зон сульфидизации по геохимическим характеристикам отличается как от осадочно-диагенетической, так и от гидротермальной околожильной (золоторудно-кварцевой). Отмеченные геохимические особенности указывают на участие в ее формировании и глубинных флюидов, проявившихся в зоне Паутовского глубинного разлома, и магматических процессов [2]. Низкие значения отношения никеля к кобальту могут свидетельствовать о значительном эрозионном срезе рудных минеральных систем [1].

Литература:

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

2. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Металлоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник ОГГГГН РАН. 2000. № 1(11). С. 77–83.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ПЛАЦДАРМ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Литвиненко И.С., Шилина Л.А.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, litvinenko@neisri.ru

Золоторудное проявление Плацдарм находится в северо-западной части Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла в юго-восточной части Главного Колымского золотоносного пояса. В тектоническом отношении оно

расположено в зоне юго-восточного замыкания Яно-Колымской складчатой системы в близи ее границы с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Потенциальные рудные тела локализованы в триасовых терригенных породах на восточном крыле Берентальской интрузивно-купольной структуры, центром которой является одноименный шток раннемеловых гранитов. Золотая минерализация выявлена в послойных кварцевых жилах и минерализованных зонах дробления с прожилково-жильным окварцеванием и сульфидизацией. Минеральный состав орудения исследован в штуфных (рудные тела № 2/2 и № 6) и протолочных (рудное тело № 2/1) пробах, а также шлиховых пробах, отобранных в бортах и полотне канав.

Послойные кварцевые жилы имеют пологое (10-30º) падение и линзовидную форму. Из рудных минералов отмечен пирит и арсенопирит. Спектральный анализ тяжелой фракции шлиховых проб, намытых из элювиальных развалов послойных жил, показывает присутствие в ней помимо мышьяка и железа в небольшом количестве свинца (до 49 г/т), меди (до 76 г/т) и цинка (до 164 г/т), а атомно-абсорбционный – серебра (до 5 г/т). Это может указывать на присутствие в составе послойных кварцевых жил в небольшом количестве полиметаллической и сульфасольной минерализации. Выделенное из шлиховых проб самородное золото представлено мелкими (до 0,5 мм) массивными комковидно-уплощенными с бугорчато-ямчатой поверхностью зернами, реже друзовидными образованиями. Проба золота 815-824 ‰.

Минерализованные зоны дробления, с которыми связаны основные потенциальные рудные тела, представляют собой протяженные зоны смятия с элементами брекчирования пород, сопровождающиеся прожилково-жильным окварцеванием. В отдельных случаях в них отмечаются участки развития тонкой вкрапленности сульфидов, системы сульфидно-кварцевых прожилков, гнезд и прожилков сульфидов. В ходе поисково-оценочных работ в минерализованных зонах дробления выявлено 6 потенциальных рудных тел. Наиболее богатым из них является рудное тело № 2, включающее два участка: 2/1 и 2/2.

На *участке 2/1 рудного тела № 2* в сульфидно-кварцевой жиле (среднее содержание золота 2,04 г/т) преобладает арсенопирит, при подчиненной роли пирита и очень небольшом количестве сфалерита. В качестве микровключений в самородном золоте (извлечено 33 зерна) установлены серебро и висмутсодержащий галенит, интерметаллид Au–Ag–Pb, ютенбо-

гартит, прустит (?). Золото имеет размер менее 1,0 мм (см. табл. 1). В основном это изометричные выделения со ступенчатой поверхностью. Пробность золота колеблется от 716 до 886 ‰, средняя – 799 ‰. Преобладают зерна с пробностью 700-750 и 800-850 ‰. В большинстве золотин отмечается две фазы золота с перепадом до 100 ‰.

Таблица 1

Гранулометрический состав золота в минерализованных зонах дробления, мас. %

Тип оруденения	Рудное тело	Фракции золота, мм						
		<0,025	0,025-0,05	0,05-0,1	0,1-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0
Сульфидно-кварцевая жила	2/1	–	7,3	61,6	31,1	–	–	–
Сульфидно-кварцевые прожилки	2/1	–	0,8	13,2	66,3	19,7	–	–
	2/1	–	0,1	0,9	7,9	9,8	32,8	48,5
Сульфидные прожилки	2/2	1,3	15,7	82,9	–	–	–	–
Кварц-карбонат-ные прожилки и жилы	5	8,3	67,4	24,2	–	–	–	–

Примечание. Прочерк – золото данной фракции не установлено.

В протолочной пробе из серии сульфидно-кварцевых прожилков со средним содержание золота 20,31 г/т (предоставлена Р. Миргородской) преобладает пирит, в значительно меньшей степени присутствует арсенопирит и халькопирит. Установлено два типа золота. Первый тип (извлечено 1163 зерна) представлен золотом в сростках с сульфидами и кварцем. Оно имеет крупность до 0,5 мм (см. табл. 1), преимущественно комковидную форму, мелкоямчатую и ступенчатую поверхность и зачастую неоднородный состав с перепадом пробности до 150 ‰. Пробность золотин колеблется от 727 до 900 ‰, средняя – 818 ‰. В качестве микровключений в низкопробном золоте установлен ютенбогартит. Второй тип (извлечено 591 зерно) включает золотины в сростках с кварцем и породой (очевидно, поступили из окварцованных пород). Они имеют преимущественно комковидную и уплощенно-комковидную форму, грубоямчатую и ямчатую поверхность, бледно-желтый и зеленовато-желтый цвет и однородный состав. Крупность золота достигает 2,0 мм (см. табл. 1). Пробность золотин колеблется от 670 до 788 ‰, средняя – 713 ‰. В качестве включений в

самородном золоте помимо пирита и арсенопирита установлены селенистый галенит, акантит, ютенбогартит, пирротин. На *участке 2/2 рудного тела № 2* оруденение представлено системами сульфидных прожилков мощностью до 3-5 см, сложенных арсенопиритом. В виде вкрапленности и тонких прожилков в нем отмечаются халькопирит, сфалерит и ковеллин. Спектральный анализ материала таких прожилков показал помимо железа и мышьяка присутствие сурьмы (до 146 г/т), свинца (до 188 г/т), висмута (до 22 г/т), олова (до 20 г/т), меди (до 199 г/т), цинка (до 166 г/т), кобальта (до 166 г/т), а атомно-абсорбционный – золота (до 2 г/т) и серебра (до 24 г/т). Это указывает на то, что в них помимо основной сульфидно-арсенидной имеет место и сульфотеллуридно-висмутовая минерализация. Выделенные из сульфидного прожилка с содержанием золота 2,00 г/т (путем его растворения в азотной кислоте) зерна золота (19 штук) имеют размер менее 0,1 мм (см. табл. 1). Это комковидно-гнездовые и комковидно-угловатые (реже таблитчатые) выделения с бугорчато-ямчатой, ступенчатой и гладкой поверхностью. Пробность золота колеблется от 640 до 843 ‰ (при преобладании зерен с пробностью 650 до 800 ‰), средняя пробность составляет 724 ‰. По сравнению с золотом соседнего рудопроявления Фронт, рудная минерализация которого отнесена к мальдонит-сульфотеллуридному типу [1], оно характеризуется меньшей пробностью и более высоким содержанием Sb, Cu и Hg. Около 20 % зерен находятся в сростках с микропористым горчичным золотом, образовавшимся, очевидно, в результате гипергенного преобразования золото-серебряных сульфидов. Доля тонкодисперсных выделений оценивается в 91,6 мас. %.

В *рудном теле № 6* рудная минерализация приурочена главным образом к системам карбонатно-кварцевых прожилков. Масса рудных минералов из таких прожилков в исследованной пробе со средним содержанием 10,32 г/т составила около 10,0 %. В основном это арсенопирит, в единичных зернах – вольфрамит. В результате растворения пробы в кислотах выявлены 56 зерен самородного золота и 45 зерен мальданита или его сростков с самородным золотом. Самородное золота представлено преимущественно комковидными с гладкой поверхностью зернами менее 0,1 мм (табл. 1). Доля тонкодисперных выделений оценивается в 96,3 мас. %. Пробность золотин колеблется от 896 до 1000 ‰, средняя – 949 ‰.

Единичные зерна золота, выделенные из сульфидно-кварцевой жилы в рудном теле № 6, представлены прожилково-пластинчатыми, комковидно-уплощенными, удлиненными и комковидно-гнездовыми разностями с реб-

ристо-волнистой, бугорчато-ямчатой и гладкой поверхностью. По пробе выделяется две генерации золота: основная – средне-высокопробная (850-937 ‰) и подчиненная – умереннонизкопробная (700-750 ‰). На участке развития вкрапленности зерен пирита и арсенопирита по результам шлихового опробования выявлено 8 знаков золота размером 0,25-0,5 мм – 3; 0,1-0,25 мм – 2; 0,05-0,1 – 2 и менее 0,05 мм – 1 знак. Золото уплощенно-комковидной формы со ступенчатой поверхностью. Проба золота колеблется от 845 до 858 ‰, средняя – 854 ‰

Таким образом, на современном уровне эрозионного среза рудопроявления Плацдарм проявлены ютенбогартит-полиметаллический с низкопробным, сульфидно-сульфоарсенидный со средне-низкопробным и локально мальдонит-сульфотеллуридный с высокопробным золотом минеральные типы золото-редкометального оруденения. Это позволяет говорить о преимущественно верхне-среднерудном уровне эрозионного среза развитой здесь золото-редкометальной рудной системы.

Литература:

1. Соломенцева Л.А., Литвиненко И.С. Типоморфизм самородного золота золото-редкометального рудного проявления Фронт (Северо-Восток России) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. № 2. С. 28-39.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СРЕДСТВАМИ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ARCGIS

Лоскутов Е.Е.[1,2], Кравченко А.А.[1,2], Журавлев А.И.[1], Иванов А.И.[1]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, ee.loskutov@s-vfu.ru

При анализе и истолковании гравитационных и магнитных полей, возникают большие трудности, связанные с необходимостью нахождения так называемых «чистых аномалий». Решение этих задач осуществляется путем трансформации геофизических полей на локальную и региональную составляющие. Трансформация, применяемая для решения практических задач, состоит в последовательном выполнении следующих процедур [1]:

1. Выбирается скользящее окно, форма и размеры которого обусловлены решаемой задачей;

2. В пределах скользящего окна, указываются узлы, и каждому узлу ставится в соответствие определенное число, которое называется весовым коэффициентом;

3. Скользящее окно накладывается на какую-либо часть изучаемого участка, при этом узлы оказываются над точками, где измерено аномальное поле;

4. Вычисляется сумма произведений весовых коэффициентов в узлах скользящего окна на значения аномального поля в точках участка, попавших под эти узлы. Рассчитанное число считается относящимся к одной из точек участка, расположенной, как правило, под центром скользящего окна;

6. Помещая скользящее окно в различные части участка и вычисляя каждый раз соответствующие суммы произведений весовых коэффициентов на значения поля, интерпретатор получается в ряде точек значения, описывающие в совокупности новую функцию на изучаемом участке, называемую трансформантой;

7. Поточечное вычитание трансформанты из наблюденного поля приводит к определению на этом участке остаточного поля или остаточных аномалий.

В итоге наблюденное поле разделяется на две составляющие: трансформанту – региональный фон и остаточное поле – локальные аномалии.

Применяя средства ПО ArcGIS весь процесс обработки и трансформации, геофизических полей можно ускорить, а самое главное исключить так называемый «человеческий фактор», что при правильном подходе, повышает объективность полученных результатов.

В программном обеспечении ArcGIS метод скользящего окна проводится с помощью инструмента *Фокальная статистика*, выполняющим операцию окрестности, которая вычисляет новую поверхность, где значением для каждой новой ячейки является функция значений всех входных значений, которые находятся в заданной окрестности. Таким образом, выполняется операция вычисления трансформанты – регионального фона.

В последующем для вычисления локальной составляющей геофизического поля из исходных данных вычитается построенная с помощью инструмента фокальная статистика трансформанта и на выходе получается поверхность с остаточными аномалиями или локальной составляющей. Данная операция выполняется с помощью инструмента *Вычесть (Minus)*.

Как исходные материалы были использованы данные схем магнитного (масштаб 1:1000 000) [2] и гравитационного полей (масштаб 1:500 000) (Кардаш Е.А. 2012).

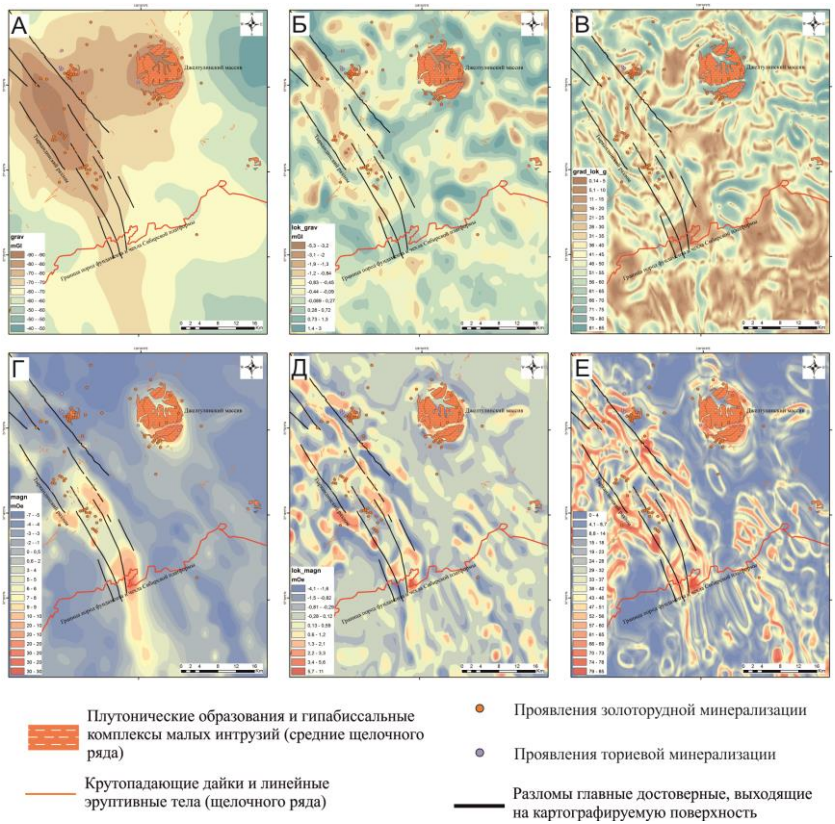


Рис. 1. Геофизические поля исследуемой площади и их трансформации.

При анализе региональной составляющей гравитационного поля (рис. 1 А) обращает на себя внимание наличие глубокого минимума ускорения силы тяжести на площади Джелтулинского щелочного массива. К западу от Джелтулинского массива наблюдаются аналогичные понижения силы тяжести, но уже в виде вытянутых линейных аномалий северо-западной ориентировки, пространственно совпадающие с зоной Тыркандинского разлома. Здесь же прослежены поля распространения даек щелочного

магматизма мезозойского возраста. Положительные поля имеют распространение площадного характера. Природа этих аномалий устанавливается однозначно: все они пространственно совпадают с полями распространения докембрийских метаморфических комплексов, за исключением южной части площади где породы докембрия погружаются под терригенно-осадочные комплексы чехла Сибирской платформы.

Границы между положительными и отрицательными аномалиями региональной составляющей гравитационного поля выражены пониженными градиентами. Как и в локальной составляющей гравитационного поля на большей части площади (рис. 1 Б). Но здесь присутствуют и градиенты повышенного, по сравнению с основным фоном, значения в пределах Джелтулинского щелочного массива (рис. 1 В). Что свидетельствует о наличии крутых контактов с вмещающими породами.

При проведении анализа магнитного поля установлено, что локальная и региональная составляющие магнитного поля имеют дифференцированное строение, при этом общий рисунок представлен вытянутыми, сложной конфигурации линейными аномалиями северо-западной ориентировки аномалиями и изометричной аномалией на северо-востоке региона, которая наблюдается над Джелтулинским щелочным массивом (рис.1 А, Б).

В поле региональной компоненты магнитного потенциала на исследуемой площади контрастно выделяется две системы положительных аномалии – изометричная на северо-востоке, связанная с Джелтулинским щелочным массивом и линейная в западной части, пространственно совпадающая с зоной Тыркандинского разлома (рис. 1 А). В локальной составляющей напряженности магнитного поля, описываемые аномалии имеют более дифференцированное строение (рис.1 Б), но общие закономерности прослеживаются в обоих случаях.

Статья подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 годы».

Литература:

1. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий, 2009 г. (электронное пособие).

2. Карта аномального магнитного поля СССР. О-52. Западный геофизический трест, 1963 г.

ПРАКТИКА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ АО «ПОЛИМЕТАЛЛ УК» НА ПРИМЕРЕ КРУПНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРАГОЦЕННЫХ МЕТАЛЛОВ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

Малых М.Ю.[1], Чужинов Д.Н., Чернышёв К.Е.[2]
1 – АО «Полиметалл УК», reception604@polymetal.ru
2 – АО «ЮВГК», FursenkoOV@polymetal.ru

О компании АО «Полиметалл УК»

Группа компаний «Полиметалл» работает в горнорудной отрасли с 1998 года, самостоятельно осуществляя весь комплекс работ по освоению рудных месторождений – от проведения геологоразведочных работ до строительства и эксплуатации.

Компания входит в тройку крупнейших золотодобывающих компаний России, занимает первое место по добыче серебра в России и входит в пятерку крупнейших мировых производителей первичного серебра.

Производственные предприятия «Полиметалла» осуществляют добычу и производство драгоценных металлов в пяти регионах Российской Федерации: Свердловская область, Магаданская область, Хабаровский край, Чукотский автономный округ, Республика (Саха) Якутия, а также в республиках Казахстан и Армения.

В 2017 году на предприятиях Компании произведено 33,4 тонны золота, 833,6 тонн серебра, 2700 тонн меди, 4800 тонн цинка. Переработано 11,4 млн тонн руды.

Концепция развития Компании заключается в построении успешного, социально ответственного горнодобывающего бизнеса. Мы твердо убеждены, что бизнес, в особенности в добывающем секторе, несет ответственность за охрану окружающей среды и вклад в развитие местных сообществ. Комитет по безопасности и устойчивому развитию осуществляет контроль показателей деятельности Группы предприятий в области охраны окружающей среды, безопасности, социальной ответственности и соблюдения этических норм. Так, АО «Полиметалл УК» в 2016 году успешно прошел ресертификационный аудит ISO 14001. В корпоративную эко-

логическую политику включено сохранение и восстановление биоразнообразия. Компания является подписантом международного Кодекса по обращению с цианидами.

Приоритетом является внедрение надежной системы безопасности и охраны здоровья сотрудников. Ежегодно модернизируется мониторинг и контроль безопасности. Итог проведенной работы - снижение экстремального риска на 50%. Достигнута трехлетняя сертификация система охраны труда и промышленной безопасности на соответствие стандартам OHSAS 18001.

Стратегия устойчивого развития Компании разработана с целью соответствия принципам Глобального договора ООН – международного стандарта, который Полиметалл впервые подписал в 2009 году. Мы внедряем передовые методы работы и гордимся тем, что Полиметалл включен в индексы FTSE4Good и STOXX, что является бесспорным доказательством наших постоянных усилий по повышению корпоративной и социальной ответственности, а также свидетельством соответствия международным принципам корпоративного управления.

Важнейшим стратегическим приоритетомпредприятия является создание хабов на основе крупных месторождений. В Якутии такими потенциальными объектами являются месторождение серебра и полиметаллических руд Прогноз и золоторудное месторождение Нежданинское.

Решение о создании филиала Компании в Республике Саха (Якутия) было принято в ноябре 2016 года. В регионе филиал управляет двумя ключевыми самостоятельными проектами:

- на территории Верхоянского района находится самое крупное в Евразии неразработанное месторождение серебра - Прогноз.

В 2017 году для подтверждения исторических результатов предшественников выполнено 37 км алмазного колонкового бурения. На объекте создана основная производственная инфраструктура.

Оценка Минеральных Ресурсов месторождения Прогноз согласно Кодексу JORC по состоянию на 30 мая 2009 года: выявленные — 5,86 млн тонн со средним содержанием 773 г/т, предполагаемые — 9,64 млн тонн со средним содержанием 473 г/т. Итого — 15,5 млн тонн со средним содержанием 586 г/т.

- одновременно с месторождением Прогноз на территории Томпонскогопроводится аналогичная работа на золоторудном месторождении Нежданинское, в 2017 году для подтверждения данных предшественников,

а также для сгущения разведочной сети на участках первоочередной отработки выполнено 32 км. алмазного бурения. Минеральные ресурсы (по кодексу JORC) составляют 55,9 млн тонн минерализованного материала, содержащего 8,9 млн унций золотого эквивалента при среднем содержании 5,0 г/т (золотой эквивалент). Объект идеально соответствует ключевым компетенциям Компании в области разработки удаленных месторождений и переработки упорных руд.

Геологическая позиция месторождений Прогноз и Нежданинское.

Месторождение Прогноз является крупнейшим неразрабатываемым месторождением серебра. Тектоническая позиция месторождения определяется его приуроченностью к региональным тектоническим дислокациям. Рудные тела месторождения представлены протяженными крутопадающими минерализованными зонами дробления в терригенных породах среднего и верхнего триаса. Всего на месторождении насчитывается 15 минерализованных зон.

Месторождение Нежданинское является крупнейшим золоторудным месторождением в Якутии и четвертым по запасам на территории России. Месторождение имеет длительную историю освоения, связанную со сложным составом руд и горнотехническими условиями разработки. Месторождение локализовано в терригенных породах верхней перми. Оруденение контролируется крупными региональными разломами (Главный, Сунтарский) и состоит изкрутопадающих минерализованных зон меридионального простирания, представленных зонами интенсивной трещиноватости, дробления, окварцевания и прожилкования разной степени интенсивности. На месторождении насчитывается более 40 рудных зон, главная из которых рудная зона №1 включает более 80 % запасов месторождения. Согласно материалам ГКЗ месторождение насчитывает более 600 тонн золота. Особенностью руд месторождения является высокое содержание мышьяка и углерода, являющегося источником прег-роббинга, руды являются дважды упорными. АО «Полиметалл УК» имеет значительные компетенции в области переработки упорных руд. Компанией реализован пока единственный на территории СНГ проект автоклавного окисления POX.

Практика организации и ведения геологоразведочных работ АО «Полиметалл УК»

Данные месторождения являются примером реализации стратегии предприятия при производстве геологоразведочных работ. АО «Полиметалл УК» выработал определенные критерии успешности геологоразве-

дочных проектов, выраженные в целеполагании и паспортизации объектов геологоразведочных работ. Под целеполаганием понимается количественная и качественная оценка планируемого результата работ по геологоразведочному проекту, выраженная в минимальных промышленных запасах металла определенного качества на данном месторождении, применительно к установленным Компанией направлениям использования минерального сырья. При расчёте параметров целеполагания используются экономические показатели, которые, в свою очередь, обосновываются как аналитическими расчётами, так и опытом работ Компании на подобных объектах (месторождениях) в аналогичных условиях.

Наличие целеполагания проекта ГРР позволяет геологам на каждом этапе работ своевременно и с высокой степенью объективности оценивать получаемый результат и возможность достижения цели. Основанная задача которых сводится к отбраковки заведомо не продуктивных и развитию продуктивных объектов минерализации на различных стадиях ГРР. Схема жизненного цикла геологоразведочного проекта приведена на рисунке 1.

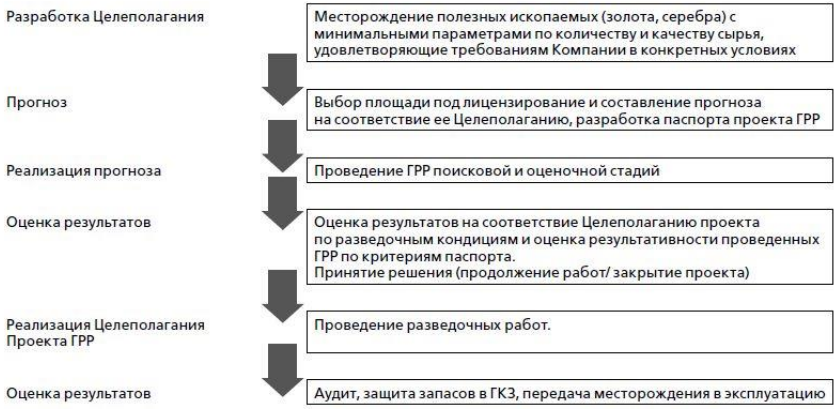


Рис. 1. Схема жизненного цикла проекта ГРР

Важнейшим элементом любых ГРР является обеспечение качества и управление качеством. QA/QC - система регламентированных процедур, направленная на подтверждение достоверности и качества контролируемых процессов геологоразведочных работ. Регламентом предприятия охвачены все процедуры, связанные с геологоразведочной деятельностью, определяющие основные точки контроля производства от бурения сква-

жины до аналитической пробы. Организована оперативная оценка результатов выполненных процедур контроля качества и своевременное проведение корректирующих мероприятий.

В практику предприятия введено проведение геолого-технологического картирования ГТК с целью технологической типизации сортов руд месторождений и отработки принципиальной схемы обогащения на вновь выявляемых объектах минерализации с возможностью переработки на действующих предприятиях компании.

В компании огромное внимание уделяется практике ведение геологоразведочных работ на основе 3D моделирования. Создаваемые руднопородные, рудные и геомеханические моделиложатся в основу подсчета запасов месторождений, проектирование бортов карьеров и подземных выработок. На основе моделирования на стадии разработки месторождения проводится краткосрочное, среднесрочное и долгосрочное планирование горных работ. В целом такой подход позволяет оперативно реагировать на изменение горно-геологических, технологических и экономических показателей, и своевременно вносить корректировки в план добычных работ и переработки руд. Трехмерные модели месторождений Прогноз и Нежданинское приведены на рисунках 2 и 3.

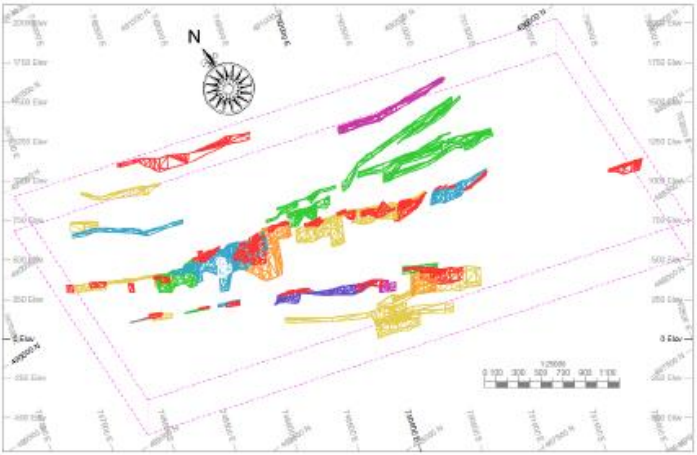


Рис. 2. Трехмерная модель месторождения Прогноз (PrognozTechnicalReport, Micon 2009)

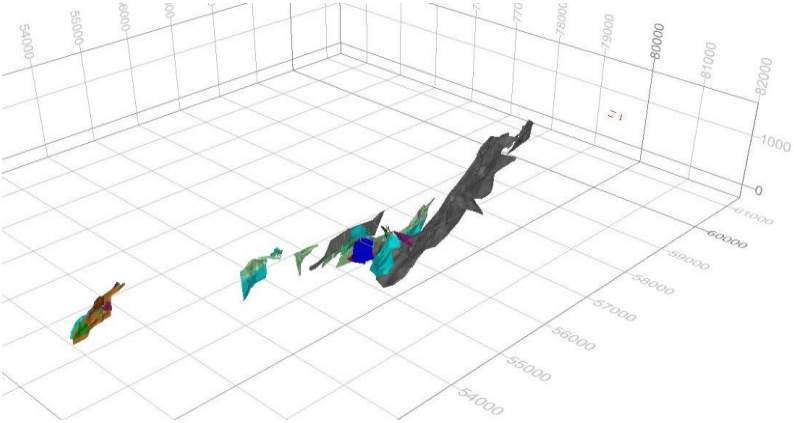


Рис. 3. Трехмерная модель месторождения Нежданинское

БУРЫЕ ЖЕЛЕЗНЯКИ И ЦЕНТРЫ ДРЕВНЕЙ МЕТАЛЛУРГИИ ЯКУТИИ

Москвитин С.Г.[1], Москвитина Л.В.[1], Александров А.Р.[2]
1 – Институт физико-технических проблем Севера СОРАН, г. Якутск,
administration@iptpn.ysn.ru
2 – Институт проблем нефти и газа СОРАН, г. Якутск,
ipog@ipng.ysn.ru

Открытие и первые разработки железорудных месторождений в Якутии имеют очень древнюю историю. Наличие железных руд на р. Лене отмечались первыми служилыми людьми в XVII в. О них воевода Василий Пушкин в 1646 г. писал в Москву: «якуты плавят железо из каменья». Потребность в железных инструментах – ножей, топоров и др. стимулировало развитие кустарного железоделательного производства и было широко развито в местах компактного проживания якутов. Этому способствовало умение якутов отыскивать железные руды и знание сыродутного производства, которые они, вероятно, вынесли с Прибайкалья.

В связи возрождением традиционного кузнечного дела народа саха, вопросы источника железной руды и их качества вызывают интерес у современных кузнецов, а также краеведов. В XVII-XVIII вв, в Якутии кустарная

металлургия была сосредоточена: в Якутском, Тастахском, Алданском и Вилюйском центрах древней металлургии.

Так из каких руд древние якутские металлурги (кузнецы) выплавляли железо?

Якутский центр древней металлургии. Металлургическое производство развивалось в наслегах расположенных в долине рек Лена, Кенкеме и Алдан. В заречных селах Жемкон, Качикат доступным источником сырья для плавки железа являлось Буотомское и другие месторождения бурых железняков, объединенных в Ленское железорудное поле. В составе бурых железняков развита самостоятельная марганцевая минерализация, что позволило отнести их к железо-марганцевому типу оруденения [1].

В размещении бурых железняков отчетливо выражен стратиграфический и литолого-фациальный контроль. Рудовмещающая нижнеюрская песчано-конгломератовая толща представлена отложениями укугутской свиты (J_1uk). Железомарганцевое оруденение, сформировалось в результате инфильтрационно-метасоматических процессов.

Руды сложены окислами железа и марганца. Текстура руд пористая, массивная, гелиевая. Руды содержат включения абсорбционно-активного углеродистого вещества, концентрирующие примеси редких элементов (Ga; Nb; V; Sr; Rb; Cs; Tl и Pd), а также редкоземельных металлов (La; Ce, Y) [2].

Субпластовые железо-марганцевые руды Ленского железорудного поля рассредоточены на площади в виде тонкого пласта и не представляют промышленного интереса. Часть месторождений уничтожено при строительстве железной дороги Беркакит-Нижний Бестях.

На левом берегу р. Лена выплавку железа производили в селах Техтюр, Уулаах-Аан и Октем. Сырьем для плавки служили, по всей видимости, полуокатанные глыбы ожелезненных метасоматически измененных известняков из делювиально-эллювиальных высыпок на склонах высокой террасы напротив этих сел и на территории урочища Куллаты. Химический состав руды проявления Куллаты: SiO_2 -5,3%, TiO_2 - 0,18%, Al_2O_3 - 1,22%, Fe_2O_3- 84,91%, MnO -1,93%, CaO -0,23%, MgO -0,38%, K_2O -0,09%, Na_2O% -0,21%. По составу они являются сидеритами.

Тастахский центр древней металлургии. Краеведческими исследованиям установлено, что железо плавили в Тастахском наслеге Намского района расположенном в долине р. Кенкеме (лев. приток р. Лена). Здесь сырьем для плавки служили ожелезненные стволы и ветки деревьев, зале-

гающие в толще среднезернистых светло-серых кварцевых песков, вскрывающихся по руч. Чакыйа, левого притока р. Кенкеме. Этот горизонт условно относится к намской свите нижнего миоцена [3]

Ожелезненные ветки стволы и ветки деревьев сложены сидеритом с поверхности покрытой корочкой гётита и каолинита. Химическим анализом установлены: SiO_2 -9,43%, TiO_2 - 0,24%, Al_2O_3 - 3,93%, Fe_2O_3- 77,81%, MnO -1,28%, CaO -2,4%, MgO -2,62%, K_2O -0,52%, Na_2O% -0,49%.

Алданский центр древней металлургии. В селах, расположенных в долине р. Алдан руду для плавки железа добывали с береговых обнажений, преимущественно, с разреза Мамонтовой Горы. Вдоль обрыва, над урезом р. Алдан вскрываются шарообразные и желвакообразные сидеритовые конкреции, залегающие в виде протяженной линзы [4]. Это плотные породы с тонкозернистой концентрической структурой и коркой ожелезнения. Размеры конкреций от 10 до 30 см в поперечнике. По составу гётит-гидрогётитовые и сидеритовые. Живущие в долине реки Алдан древние металлурги из них добывали металлургическое сырье для выплавки железа.

Вилюйский центр древней металлургии. Здесь в XVII-XVIII вв. было широко развито железоплавильное и кузнечное производство. В архивных документах приводятся сведения: что «от устья Мархи до урочища Кэнтик берега Вилюя усыпаны ожелезненным галечником, служащего местному населению для различных кузнечных поделок» [5].

Сидеритовые галечники образуют слои и линзовидные пропластки мощностью до 0,5 м в толще белых косослоистых песков тимирдяхской свиты верхнемелового возраста вскрывающихся на береговых обрывах р. Вилюй [6]. Галечники окатанные плоские, округлые, размером до 15-20 см в диаметре. Галька сложена сидеритом, с поверхности покрыта корочкой гетита с каолинитом и монтморилонитом. Внутреняя часть гальки, сложена неизмененными светло-серыми песчаниками. Источником сидеритовой гальки, по-видимому, была древняя кора выветривания, обрамляющая Вилюйскую низменность с востока и юга.

На всем протяжении береговых обрывов р. Вилюй и его правого притока р. Тонгуо сидеритовые галечники в большом количестве накапливаются в пляжном аллювии реки. Ниже устья р. Марха, на левом берегу напротив россыпей, располагался центр "сатинских" металлургов. Россыпи на правом берегу р. Тонгуо использовались в качестве железной руды "кэн-

тикскими" металлургами. В нижнем течении р. Вилюй высыпки сидеритовой гальки известны на местности Тимирдях Хая.

Химический состав сидеритовых галечников с р. Тонгуо: SiO_2 - 9,6-11,98%, TiO_2 - 0,07-0,17%, Al_2O_3 - 0,18-4,2%, Fe_2O_3 - 51,57-93,51%, MnO - 0,19-3,01%, MgO - 0,29-0,80%, CaO - 0,4-0,57%, Na_2O - 0,06-0,12%, K_2O - 0,11-0,95%, P_2O_5 - 0,016-0,8%. В рудах установлена примесь редких и редкоземельных элементов La-Ce группы.

Распространенные по всему Вилюю сидеритовые галечники не имеют промышленного значения. Они содержат в своем составе: силикаты, карбонаты и глинистые минералы, выполняющие роль флюса при плавке. Благодаря природной шихте руда обладает хорошей плавкостью, полученное железо отличается высоким качеством.

Таким образом, сырьем для выплавки железа для древних металлургов служили: в Центрально-Якутской провинции инфильтрационно-метасоматические железомарганцевые руды в остальных провинциях и окисные гётит-сидеритовые руды.

Знания древних якутов секретов суродутного производства железа, их обработки и использования стимулировало развитие других ремесел. Бытовые изделия, инструменты и служили меновым товаром среди автохтонного населения, что способствовало развитию торговых отношений. Обладая более совершенными способами производства, якуты успешно освоили обширную территорию с экстремальными климатическими условиями.

Литература:

1. Покровская Н.Д. О минералогии Ботомского железорудного месторождения// Очерки по металлогении осадочных пород М. 1961. С. 237-268.

2. Москвитин С.Г., Москвитина Л.В., Слепцов О.И., Петров П.П. Прямое восстановление железомарганцевых руд//Тр. Евразийского симпозиума по проблемам прочности материалов и машин для регионов холодного климата. Том 2. Якутск: Изд-во ЯНЦ СОРАН. 2009. С. 45-56.

3. Гриненко О.В, Камалетдинов В.А, Иваненко Г.В., Сергеенко А.И, Фрадкина Ф.Ф, Патык-Кара Н.Г. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Востока Сибирской платформы. Якутск. Изд-во ЯНЦ СОРАН. 2005. 31 с.

4. Миоцен Мамонтовой Горы (стратиграфия и ископаемая флора). М., «Наука», 1976 г. 284 с.

5. Уткин К.Д. Черная металлургия якутов второй половины XIX - начала XX вв. - Якутск: Кн. изд-во. 1991.- 88 с.

6. Вахромеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба // Региональная стратиграфия СССР. том 3. М. Изд-во АН СССР, 1958. с. 137.

НЕТРАДИЦИОННЫЙ ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП КОМПЛЕКСНОГО ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Мустафин С.К.
Башкирский государственный университет, г. Уфа
sabir.mustafin@yandex.ru

Различные геодинамические обстановки развития Тянь-Шаня привели к формированию широкого спектра объектов полихромного и полигенного эндогенного золотого оруденения, представленного на площади 200 тыс. км^2 более 100 месторождений, включая гигантское (Кумтор) и семь крупных (Джеруй, Иштамберды, Макмал, Талдыбулак, Талдыбулак Левобережный, Ункурташ, Чаарат) с запасами более 70 т. (рис. 1) [3, 7].

Месторождение Чаарат в составе Чаарат-Караторского рудного поля входит в Чаткальскую металлогеническую область Срединно-Тяньшанской металлогенической провинции [2]. Чаткальская металлогеническая область сложного, блокового строения протяженностью 120-130 км и шириной 60-80 км в пределах Пскемского, Сандалашского, Чаткальского, Атойнакского хребтов является поперечной относительно общего плана субширотных структур Тянь-Шаня. На цоколе, сложенном мраморами, метаморфитами и гранитоидами PR, R, V залегают осадочно-вулканогенные толщи Є-O, обширные поля известняково-доломитовых толщ D_2-C|, вулканиты C_2, P_1, прорваны гранитоидами C_2, C_3-P_1, P_2 продуцирующими монометальное золоторудное, сурьмяно-золоторудное, медно-золоторудное оруденение. Рудонасыщенность области высокая - 346 золоторудных объектов в составе 25 золоторудных полей, включая 10 промышленных месторождений.

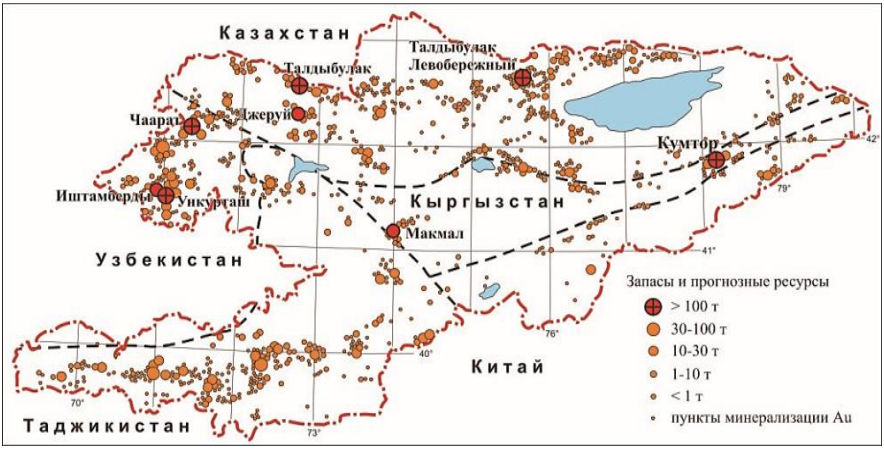


Рис. 1. Размещение крупных месторождений золота на территории Кыргызстана [7].

Чаарат-Караторское рудное поле протяженностью 20 км шириной - 5 км, находится в пределах Пскемского хребта в верховьях р. Сандалаш ориентировано на СВ согласно системе рудоконтролирующих разрывов и включает 7 золоторудных объектов, в том числе сурьмяно-золоторудные месторождения Чаарат, Каратор Сандалашский, рудопроявление Минтеке.

Толща кремнисто-черносланцевых отложений Є-О, О и молассы D_{2-3}, прорвана диоритами Р; в пределах кулисообразных (до 1100 х 5000 м) золоторудных зон породы березитизированы, сульфидизированы; зоны вмещают золото-сульфидно-кварцевые жилы, жильно-прожилковые пластообразные тела протяжённостью 2,7-4,9 км и мощностью 6,9 - 8-12 м. Содержание золота в зонах 0.5-3.0 г/т, в рудных телах 1,0-12.0 до - 18.0 г/т; в золото-сурьмяных рудах до 9.6% сурьмы и 0.7-10.82% мышьяка [2].

Месторождение Чаарат было открыто в 1985 году в результате поисковых работ. Кремни, доломиты, известняки чакмакской свиты $Є_{1-3}$; песчаники с прослоями кремней, алевролитов чааратской свиты O_1; кварцевые песчаники тюлькубашской свиты O_{2-3} полосами вытянуты в СВ направлении, имеют крутое СЗ падение и отделены друг от друга крутыми разломами. Выделяются три главных протяженных: Основное, Контактовое, Северное и ряд мелких жильных рудных тел.

Основное рудное тело длиной 3255 м мощностью 12.0 м. локализовано в зоне взброса, секущего песчаники чааратской свиты и представлено арсенопирит-золото-антимонитовой рудой гнездовой текстуры.

Контактовое рудное тело длиной - 4940 м и мощностью - 8 м в зоне тектонического контакта чааратской и тюлькубашской свит сложено золотосодержащей рудой халькопирит-арсенопирит-антимонитового типа.

Северное рудное тело длина - 2768 м, мощностью - 6.9 м. приурочено к взбросу СВ простирания в кварцитовидных песчаниках тюлькубашской свиты и представлено кварц-антимонитовой золотосодержащей безмышьяковой рудой. Главные рудные минералы месторождения: золото, антимонит, арсенопирит, пирит; второстепенные: блеклые руды, буланжерит, халькопирит, пирротин, скородит, марказит, галенит, сфалерит, шеелит; нерудные минералы: кварц, серицит, полевой шпат, карбонат.

Гравитационный и флотационный методы обогащения не дали положительных результатов; гидрометаллургическая технология позволила извлечь в раствор 88.1% сурьмы, 74.8-83.3% золота, 77.6-86.8% серебра [3]

На объекте развиты контрастные шлиховые ореолы киновари, самородного золота, шеелита. Рудные тела месторождения являются источниками питания современной аллювиальной долинной россыпи реки Чандалаш, на которой производилась старательская добыча золота.

Золото-пирит-арсенопиритовая минерализация получила развитие в рудных телах, залегающих среди отложений ордовика. Здесь же в стержневых кварцевых жилах локализуются и золотосодержащие антимонит-гюбнеритовые руды которым свойственны значительное повышение примеси теллура. Ранее теллур и вольфрам в столь значительных концентрациях в рудах объектов Среднеазиатской сурьмянорудной провинции не отмечались [9].

В сульфидных рудах в подчинённых количествах развиты: цинкенит, сфалерит, шеелит, марказит, пирротин, халькопирит, спорадически встречаются: самородная сурьма, самородное золото, электрум и ассоциирующий с последним Se-содержащий сульфид золота и серебра, впервые установленные на объектах провинции.

Антимонит – главный минерал руд имеет состав (мас. %): Sb – 74,24; S – 28,93; As-0,7; характеризуется повышенными примесями (г/т): золота (0,28 – 1,0), серебра (15,0 – 127,5), теллура (950), селена (4,0), таллия.

Самородная сурьма состава (Sb- 98,35, S- 0,16, As- 0,35 мас. %), образованная при динамометаморфизме антимонита содержит типоморфную

примесь мышьяк. В золотоносном пирит-арсенопиритовом концентрате установлены примеси платиноидов. Гюбнерит-антимонитовая руда как новый для комплексного золото-сурьмяного оруденения Среднеазиатской сурьмяно-рудной провинции минеральный тип гипогенных руд установлен в жильных рудных телах минерализованных зон в толще песчаников, алевролитов и сланцев ордовика. В зальбандах жил выполненных гюбнерит- антимонитовой рудой, развита ранняя прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая минерализация. Гюбнерит-антимонитовой руде свойственны: массивная- «чугунная», гнездовая, прожилковая текстуры, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая структуры.

Гюбнерит впервые установленный в составе комплексного золото-сурьмяного оруденения Среднеазиатской сурьмянорудной провинции среди массивных агрегатов антимонита образует неравномерную вкрапленность таблитчатых кристаллов размерами (0,05 – 2,0 мм) [6]. Рентгеноспектральный анализ показал, что периферические зоны зерен гюбнерита обогащены железом (мас. %) (FeO — 4,07–5,17; MnO — 21,18–17,90; WO_3 — 74,76–76,93) по сравнению с центральными (FeO — 1,54–1,7; MnO — 24,11–23,20; WO_3 — 74,25–75,10.

С электрумом ассоциирует фаза селенсодержащего сульфида золота состава (мас. %): Au — 32,47–41,52; Ag — 46,32–58,59; S — 7,24–9,68; Se — 0,55–2,14, близкая по составу к ютенбогаардтиту и петровскаиту [5,6].

Сульфиды Au и Ag в последние годы часто обнаруживаются в рудах золоторудных месторождений СВ Азии.

На золоторудных месторождениях Восточной Якутии они установлены в составе руд локализованных пределах минерализованной зоны дробления в ассоциации с галенитом, электрумом и кюстелитом [1].

Последующие исследования показали, что по химическому составу проанализированные соединения охватывают весь интервал между AgAuS и Ag_3AuS_2 и выходят за его пределы, при этом доминируют разности, тяготеющие к серебряному аналогу – ютенбогаардтиту [4].

Анализ и обобщение данных по составам селенидов и сульфидов серебра и золота разных месторождений, согласуются с результатами исследований ютенбогаардтита с месторождений Ольча и Светлое (Охотское) (Магаданская обл.) [10] в составе, которого (как и в рудах Чаарате [5]) количество селена достигает 0.5 и 1.8 мас. %.

Специфические особенности эпитермального золото-серебряного месторождения Купол (Чукотка, Россия) указывают на палеосольфатарный

генезис Au-Ag сульфидов и селенидов. Предполагается, что состав сложных Au-Ag сульфидов будет зависеть от количества золота: при мольной доле золота > 0.25 и 0.5 (пробность золота выше 370 и 650 ‰) возможно образование ютенбогаардтита и петровскаита соответственно [8].

Комплексное золото-сурьмяное оруденение, находящегося в разработке, месторождения Чаарат с запасами 7,04 млн унций (около 219 т), по составу относится к новому для Тянь-Шаня и Центральной Азии в целом, минеральному типу, особенности природы и состава которого, требуют исследования и создания геолого-генетической модели для разработки прогнозно-оценочных критериев обеспечения эффективного комплексного использования нетрадиционного по составу минерального сырья.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Сульфидные соединения золота и серебра в золоторудных месторождениях Восточной Якутии // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 24-32.

2. Золото Кыргызстана. Книга 1. Геология. Условия локализации. В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.И. Борисов и др. Бишкек. «Наси», 2004. 271с.

3. Золото Кыргызстана. Книга 2. Описание месторождений. Рудные. Никоноров В.В., Караев Ю.В., Борисов Ф.И. Бишкек, "Наси", 2004, 272 с.

4. Кондратьева Л.А. Закономерности локализации, минералого-геохимические особенности и возраст золотого оруденения месторождения Задержнинское (Южное Верхоянье). Автореф. диссер. канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2013. – 22 с.

5. Мустафин С.К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение Среднеазиатской сурьмянорудной провинции: геология, состав, генезис, прогноз, оценка. Диссер. док. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 1994. – 363 с.

6. Мустафин С.К., Селиверстов К.В. Новый тип золото-сурьмяно-мышьякового оруденения Тянь-Шаня. Сб.: Проблемы стратиформных месторождений. Чита. 1990. Ч.1. – С. 75-77.

7. Пак Н.Т., Ивлева Е.А. Геодинамические обстановки и типизация крупных месторождений золота Тянь-Шаня (Кыргызстан). Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. Новосибирск. №3. Ч.1., 2014. – С.28-33.

8. Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Бянкин М.А. Формы нахождения селена в золотосеребряных рудах месторождения Купол. Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 5, с. 597—609

9. Селивёрстов К.В. Позднепалеозойская геодинамика и металлогения Чаткальского региона. Автореф. диссер. канд. геол.-мин. наук. Бишкек. 1992. – 19 с.

10. Сереткин Ю.В., Пальянова Г.А., Савва Н.Е. Изоморфное замещение серы селеном и морфотропный переход в ряду $Ag_3Au(SeS)_2$. Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 6. - С. 841—848.

ВЛИЯНИЕ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ИЗМЕНЕНИЕ ТИПОМОРФИЗМА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Никифорова З.С.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
znikiforova@yandex.ru

Изучение типоморфизма самородного золота позволило установить его эволюцию во времени и пространстве. В зависимости от условий пребывания золота в экзогенных условиях происходит изменение не только его морфологии, но и химического состава и внутренней структуры, которые предопределяются длительностью его пребывания в экзогенной среде. Рассмотрим эволюцию самородного золота в гидродинамической и эоловой средах, в древних золотоносных конгломератах, зоне гипергенеза и метаморфогенных толщах.

В гидродинамической среде золото, независимо от изначальной, приобретает уплощенную форму, поэтому во всех головках россыпей мы наблюдаем разнообразные по форме золотины, представленные идиоморфными, гемидиоморфными, интерстициальными и другими образованиями, а в хвосте россыпи только уплощенные, при этом, следует отметить, золото не истирается. Поверхность изменяется от грубоямчатой до мелкошагреневой – полированной. В сканирующем режиме при больших увеличениях (500х – 2000х и более) установлено, что она имеет рыхлое пористое строение. Обнаружено, что иногда на поверхности некоторых золотин отмечаются отложения аутигенного золота (хлорного золота $3AuCl\text{-}AuCl_3 + 2Au$) в виде шаровидных образований размером первые десятки микрон. Изменение химического состава и внутренней структуры в гидродинамической среде практически не происходит. Химический состав и внутреннее строение золота зависят от типа источника. Для золота мезозойского этапа рудообразования характерны в основном монозерна, крупнозернистые и среднезернистые внутренние структуры, а для докембрийского – перекристаллизация, рекристаллизация, наличие высокопробных оболочек, а также пластические деформации [2].

В эоловых условиях, в зависимости от первоначальной формы, золотины преобразуются: чешуйчатые – в тороидальные, а затем в

шаровидно-пустотелые формы; пластинчатые – приобретают валик по периферии; таблитчатые – дисковидные; а дендритовидные – формируют комковидно-массивные золотины с округлыми выступами, что доказано экспериментально [6]. В отличие от золота из аллювиальных отложений, поверхность совершенно окатанного эолового золота представлена, независимо от масштаба увеличения, плотным и гладким микрорельефом. При механическом преобразовании самородного золота в эоловых условиях выявлено, что наблюдается изменение не только формы, но и вещественного состава, а также внутренней структуры. Выявлена четкая закономерность – повышение пробности золота и уменьшение элементов-примесей и микротвердости при преобразовании чешуйчатого золота в тороидальную, а затем в шаровидно-пустотелую форму. Повышение пробности отмечается от 900 до 990‰ и более, при этом формируется очень высокая пробность в оболочке до 1000‰. Это объясняется тем, что в результате сложного преобразования чешуйчатого золота в шаровидно-пустотелую форму в эоловых условиях происходит развальцевание торца чешуйки, тончайшие пленки золота вытягиваются и, накладываясь друг на друга, образуют шаровидно-пустотелую форму, при этом увеличивается поверхность для химического воздействия в экзогенных условиях, что способствует постепенному выносу серебра и элементов-примесей. В связи с этим происходило не только облагораживание металла, но и разуплотнение внутренней структуры золота, что привело к понижению микротвердости золота, которая составила 21 кг/мм^2. Ранее, С.И. Лебедевой [1], установлен нижний предел микротвердости 40 кг/мм^2. Процесс облагораживания золотин за счет механического преобразования был экспериментально доказан Х. Летчменом [7]. По результатам его опытов облагороженный слой чистого золота появлялся при многократной микроковки сплава золота и меди, где исходное содержание золота не превышало 12%.

В золотоносных конгломератах *(древних ископаемых россыпях)* золото не сохраняет свои морфологические особенности, а приобретает псевдорудный облик, в результате литостатического давления вышележащих толщ и горизонтальных подвижек. Экспериментальными исследованиями нами доказано, что псевдорудное золото образовалось при воздействии литостатического давления на россыпное золото при

погружении россыпи на большую глубину [3]. Псевдорудное золото часто формирует агрегаты, как бы «сростки» золота с кварцем и другими минералами. Поверхность псевдорудного золота из древних конгломератов имеет грубоямчатый, бугорчатый, мелкоячеистый микрорельеф, с отпечатками вдавливания минералов вмещающих отложений. От первичных отпечатков рудных минералов они отличаются округлыми формами без острых выступов по краям углублений, а от коррозионных структур рельефа зон гипергенеза более глубоким диапазоном углублений от 0,01 до 0,05 мкм. На поверхности золотин наблюдаются угловатые, удлиненные формы вмятин в виде шрамов, продольных борозд, царапин, участки зеркальной полированной поверхности. Псевдорудное золото практически полностью перекристаллизованно и имеет высокую пробность. В результате воздействия постоянных температуры и давления происходит перекристаллизция золота с выносом серебра и элементов-примесей, этим и объясняется высокая пробность золотин из древних конгломератов. Установлено, что при горизонтальных подвижках в золоте формируются многочисленные линии деформации, образование которых предшественниками [4, 5] объяснялось воздействием механических процессов в гидродинамической среде. Иногда в золотоносных конгломератах обнаруживаются единичные золотины со структурами грануляции, которые возникли в результате замещения среднепробного золота с выносом серебра и формирования низкопробных прожилков вокруг образованного высокопробного золота.

В зоне гипергенеза общая степень изменений золота не велика, отмечается небольшое укрупнение и повышение пробности золота лишь в корах выветривания, развивающихся по месторождениям, содержащих сульфидные, преимущественно (пирит), и убогосульфидные руды (пирротин, халькопирит) [4, 5]. Морфологические особенности золота, гранулометрический и химический состав и внутренние структуры в основном соответствуют золоту формационного типа месторождений, по которым развивалась зона гипергенеза. Одновременно с повышением пробности в зоне гипергенеза в среднем до 100‰, происходит вынос элементов-примесей, особенно Cu, Pb, Hg, Bi и др. В корах выветривания иногда отмечается формирование горчичного золота при разложении Au-Te и Au-Sb минера-

лизации. Высокопробная оболочка в золотинах из зоны гипрегенеза имеет пористое строение, которое резко отличается от высокопробной плотной оболочки, сформированной в эоловых условиях.

В метаморфогенных толщах докембрийского возраста архея и раннего протерозоя, золото представлено в основном высокопробными, чешуйчатыми золотинами, размером 0,1-0,25 мм с удивительно малым набором элементов-примесей Ag, Cu, Fe. Внутренние структуры золота представлены структурами рекристаллизации, перекристаллизации, линиями деформации и мощными высокопробными оболочками. Такой набор типоморфных признаков золота характерен для метаморфогенного золота, поскольку при метаморфизме осадочных толщ при воздействии постоянных температуры и давления, золото преобразуется, происходит процесс изменения внутренней структуры первичного золота, сопровождающийся выносом серебра и примесей, что способствовало появлению структур перекристаллизации, рекристаллизации, высокопробных оболочек, а при динамометаморфизме (горизонтальных подвижках) многочисленных пластических деформаций.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

Литература:

1. Лебедева С.И. Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 122 с.

2. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи-коренные источники // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 4, С.1-15.

3. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл.АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455-457.

4. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото России. М: 2015. 200с.

5. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Недра, 1973. 347 с.

6. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Преобразование частиц самородного золота в процессе эолового воздействия // Докл. АН СССР, 1988. Т. 299. № 5. С. 1229-1232.

7. Letchman H. Apre-columbian technigue for electochemikal replacement plating of gold and silver on copper odjects // Jour. of Metals. 1979. vol.31, No.12, P. 154-160.

КОСМОХЛОР-ДИОПСИД В ПЛАТИНА-ХРОМИТОВЫХ РУДАХ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Округин А.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
okrugin@diamond.ysn.ru

Составы клинопироксенов из пород и платина-хромитовых срастаний Инаглинского массива на номенклатурной диаграмме в основном попадают в поле диопсида, частично переходя в область авгита (рис. 1 А), в хромдиопсидитах, пегматитах и пуласкитах отмечается эгирин-авгит (рис. 1 Б). Пироксены, находящиеся в срастании с изоферроплатиной Инаглинской россыпи идентичны диопсидам из дунитов массива, особенно, по повышенному содержанию хрома. В одном из самородков платины наряду с хромшпинелидом, форстеритом и флогопитом были обнаружены мелкие округлые зерна ярко-зеленого пироксена, в которых содержание Cr_2O_3 достигает 6,14%, а Na_2O – 3,5% (табл. 1), что в пересчете на минальный состав соответствует 18% молекулы космохлора (рис. 1 В).

Таблица 1

Представительные анализы клинопироксенов Инагли.

№ проб	Породы, руды	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма
4-7	дунит	52,97	0,27	1,41	0,57	1,62	0,00	17,17	25,31	0,34	99,66
4-14	дунит	54,85	0,05	0,55	2,62	1,87	0,03	15,53	22,10	2,07	99,67
4-9	перидотит	54,77	0,05	0,23	0,42	4,33	0,04	15,48	22,85	1,88	100,04
3-11	пироксенит	50,76	0,59	2,43	0,14	6,87	0,14	15,21	21,91	1,15	99,20
2-2	шонкинит	51,46	0,69	3,02	0,03	8,24	0,20	13,95	22,31	0,56	100,46
4-19	шонкинит	51,18	0,70	2,79	0,14	7,37	0,16	14,94	21,75	1,02	100,05
510	Cr-диопсид	54,61	0,37	0,41	0,52	3,20	0,00	17,62	23,68	0,52	100,93
171	хромитит	55,85	0,13	0,26	0,87	1,56	0,00	17,86	23,86	0,27	100,66
2589	платина	55,02	0,17	0,14	0,48	2,53	0,05	16,71	23,51	0,56	99,17
2589	платина	52,68	0,28	1,56	0,90	4,90	0,01	15,74	22,36	0,67	99,10
2589	платина	55,65	0,00	0,00	1,56	3,57	0,04	15,90	22,40	1,41	100,53
2589	платина	54,82	0,01	0,37	6,14	2,81	0,00	13,60	18,61	3,50	99,86

Примечание: Анализы выполнены на микрозондовым анализом "Camebax-Micro" в ИГАБМ СО РАН, аналитики: Л.М. Попова, Н.В.Христофорова.

Космохлор – «космический зеленый» минерал впервые был установлен в железном метеорите Toluca [7], затем он был обнаружен в двух других

метеоритах и более точно диагностирован как хромовый аналог жадеита $NaCrSi_2O_6$ под названием “ureyite”(юриит) [5]. Последующие исследования показали их идентичность [4] и было восстановлено приоритетное название минерала – космохлор. В земных породах космохлор впервые достоверно был диагностирован в жадеитовых породах Западного Саяна [1] и Бирмы [6, 8, 9]. Диопсиды с высоким содержанием космохлорового (юриитового) компонента 10-46% ранее были описаны в срастании с алмазом в кимберлитах Якутии [3].

Поскольку крайние члены Na-пироксенов – жадеит и эгирин обычно не содержат космохлорового компонента, то комиссия по пироксенам ММА не включает космохлор в классификационную диаграмму (Ca-Mg-Fe-Pyr)–Jd–Ae, рекомендуя рассматривать космохлор отдельно. Однако, как было показано в работе [3] в хромовых омфацитах алмазной ассоциации кимберлитов, наряду с жадеитом (до 33 мол. %), наблюдается непрерывный рост космохлорового (юриитового) минала до 46 мол. %. Кроме этого, в метаосадочных породах слюдянского комплекса Южного Прибайкалья [2], образующихся при умеренных P-T условиях,было установлено существование непрерывного ряда диопсид–космохлор, содержащего менее 5-7% жадеитового компонента (рис. 1 В). Это свидетельствует о возможности образования наряду с высокобарическими к осмохлор–омфацитовыми фазами, также и космохлор–диопсидовых твердых растворов, формирующихся при низких давлениях [2].

В связи с этим пироксены с космохлоровым компонентом мною рассматривается в рамках классификационной (Ca-Mg-Fe-Pyr)–Jd–Ae диаграммы Ca-Na-пироксенов, где к осмохлоровый минал присоединяется к жадеитовому компоненту (рис. 1 Б). Но здесь видно, что эгириновый и жадеитовый тренды не совместимы, и хромовые клинопироксены лучше рассматривать на диаграмме диопсид–космохлор–жадеит, как было предложено Н.В. Соболевым [3]. В этом случае космохлоровый компонент можно рассматривать самостоятельно, а эгирин как второстепенный компонент (обычно не превышающий 10 мол. %) включается в жадеитовую вершину. На такой диаграмме (рис. 1 В) наблюдается непрерывная серия диопсид–космохлор, а также протяженные ряды от

диопсида (+геденбергит) к жадеиту и от космохлора к жадеиту (+ эгирин), встречающиеся в различных породах.

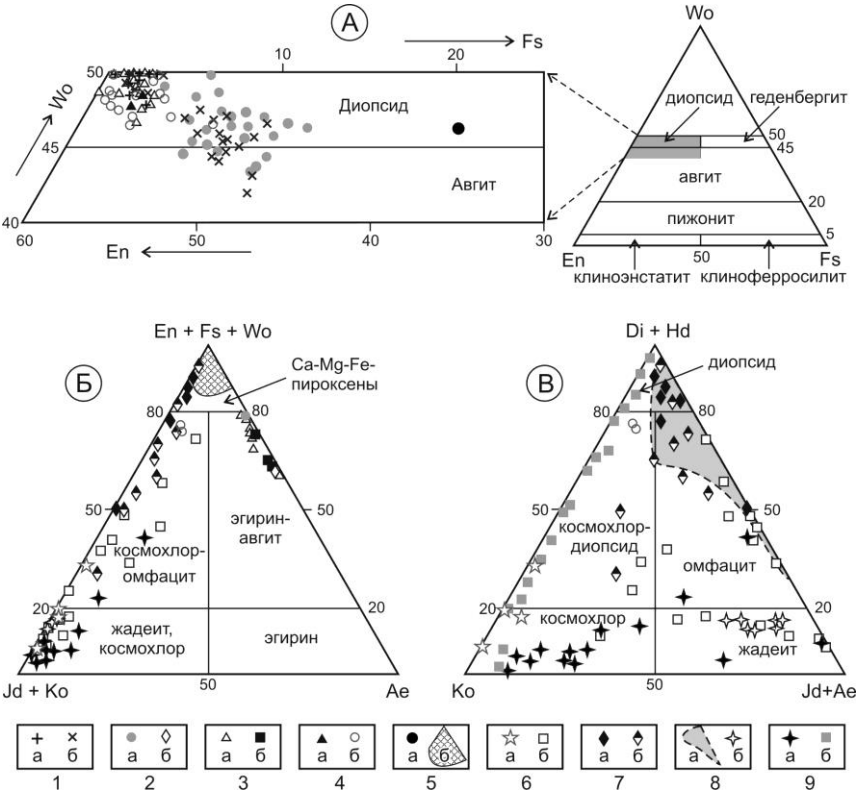


Рис. 1. Составы клинопироксенов на диаграммах En – Wo – Fs (А), (Ca-Mg-Fe-Pyr) – (Jd+Ko) – Ae (Б) и (Di+Hd) – Ko – (Jd+Ae) (В).

1-6 –Инаглинский массив: 1 – дуниты (а), перидотиты и пироксениты (б); 2 – шонкиниты (а) и пуласкиты (б); 3 – хромдиопсидиты (а) и пегматиты (б); 4 – хромититы (а) и срастания с изоферроплатиной (б); 5– сиениты (а) и поле составов Ca-Mg-Fe пироксенов (данные автора); 6 – метеориты (а) [4, 5] и жадеитовые породы (б) офиолитов [1]; 7 – включения в алмазах (а) и сростки с алмазами (б) из кимберлитов[3]; 8 –глубинные включения кимберлитов [3]и метаморфизованные габбро (б) Французских Альп [8]; 9– жадеититы(а) Бирмы [6, 9]и метаосадочные породы (б) слюдянского комплекса [2].

Итак, в платина-хромитовых рудах Инаглинского массива наряду с хромсодержащим диопсидом, встречаются высокохромовые (Cr_2O_3 более 5 мас. %) диопсиды, отвечающие по своему составу космохлор-диопсидовому твердому раствору. В отличие от высокобарических кимберлитовых хромовых омфацитов [3], космохлор-диопсид в срастании с платиной Инагли характеризуется низким содержанием Al_2O_3=0,37мас. % (1,8 мол.% жадеитового минала) в октаэдрической Al^{VI} барической позиции, что указывает на небольшую глубину формирования платинометалльной минерализации Инаглинского массива.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ 0381-2016-0004 и поддержке гранта РФФИ 17-05-00390.

Литература:

1. Добрецов Н.Л., Татаринов А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск, Наука, 1983, 122 с.

2. Резницкий Л.З., Скляров Е.В., Галускин Е.В. Непрерывный изоморфный ряд диопсид–космохлор $CaMgSi_2O_6$–$NaCrSi_2O_6$ в метаморфических породах слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с.51-65.

3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава мантии. Новосибирск. Наука, 1974, 264 с.

4. Couper A.G., Hey M.H., Hutchison R. Cosmochlore: anewexamination // Miner. Mag., 1981, v. 44, p. 265-267.

5. Frondel C., Klein C.Jr. Ureyite, $NaCrSi_2O_6$: a new meteoritic pyroxene // Science, 1965, v. 149 (3685), p. 742-744.

6. Harlow G.E., Olds G.E. Observation on terrestrial ureyite and ureyitic pyroxene // Amer. Miner., 1987, v. 72 (1-2), p. 126-136.

7. Laspeyres H. Die steinigen Gemengteileim Meteoreisen von Toluca in Mexico // Z. Krist., 1897, v. 27, p. 586-600.

8. Mevel C, Kienast J.R. Chromian jadeite, phengite, pumpellyite, and lawsonite in a high-pressure metamorphosed gabbro from the French Alps // Miner. Mag., 1980, v. 43, p. 979-984.

9. Yang C.M.O. A terrestrial source of ureyite // Amer. Miner., 1984, v. 69 (11-12), p. 1180-1183.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В РОССЫПЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ИХ ВОЗРАСТ И СВЯЗЬ С КРУПНЫМИ ИЗВЕРЖЕННЫМИ СОБЫТИЯМИ

Округин А.В.[1], Якубович О.В.[2,3], Эрнст Р.[4,5], Журавлев А.И.[1], Дружинина Ж.Ю.[3], Гедз А.М.[3]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, okrugin@diamond.ysn.ru
2 – Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
3 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
4 – Dept. of Earth Sciences, Carleton University. Ottawa.Canada,
5 – Томский государственный университет, г. Томск

На Сибирской платформе, помимо платиноносных россыпей с достоверно известными материнскими породами (Кондер, Инагли, Чиней, Гули, Норильск и др.), широко распространены россыпепроявления минералов платиновой группы (МПГ), занимающие огромные территории бассейнов рек Вилюй, Лена, Алдан, Анабар и Оленек, но не имеющие до сих пор установленных коренных источников. Продуктивные площадные платиноносные россыпи обычно связаны с крупными изверженными провинциями различных мафит-ультрамафитовых формаций. На основе сопоставления минералого-геохимических особенностей МПГи базит-ультрабазитовых комплексов, возрастов платиновых металлов из россыпей, датируемых новым ^{190}Pt-^{4}He методом [4], и возрастов крупных магматических событий на Сибирской платформе [6] нами делаются попытки установить возможные материнские породы россыпной платины.

На востоке Сибирской платформе в бассейне р. Вилюй ещё с начала 20-века известны площадные косовые золото-платиноносные россыпи с мелкимценным металлом. Затем подобные россыпи были установлены при поисках и разведке алмазоносных россыпей на северо-востоке Сибирской платформы в бассейнах рек Анабар, Оленек, Эйээкит, Молодо и др. [2]. Fe-Pt твердые растворы в россыпях р. Вилюй, преимущественно, имеют неупорядоченную гранецентрированную решетку, т.е. относятся к железистой платине. Вилюйская железистая платина характеризуется высокими

содержаниями Rh и Ru, образуя на диаграмме составов (рис. 1) ярко выраженный Rh-Ru тренд, противоположный другому четко проявленному Ir-тренду изоферроплатины (интерметаллида Pt_3Fe с упорядоченной структурой) из Инаглинской россыпи. Инаглинский массив является представителем платформенного алданского (инаглинского) подтипа общеизвестного уральско-аляскинского типа платиноносных зонально-концентрических ультрамафических массивов.

Между этими разными векторами эволюции расположен промежуточный тренд, образуемый составами Fe-Ptсплавов из хромитовых руд Красногорского массива – альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья [1]. Составы МПГ из комплексной золото-платина-алмазоносной россыпи р. Маят (р. Анабар) заполняют все пространство диаграммы. Наблюдается преобладание "вилюйского" типа платины, но значительное количество платины выстраивается в пределах "инаглинского" Ir-тренда [3], т.е. можно предположить наличие здесь двух типов коренных источников или одного сложного комплекса пород - совмещающих оба типа оруденения.

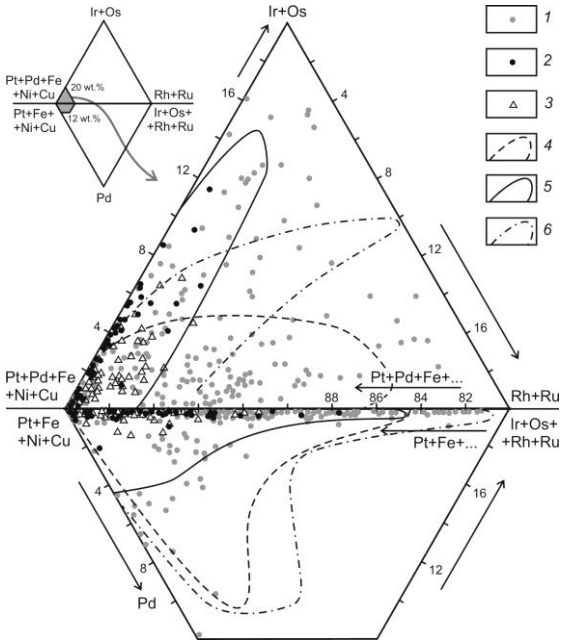


Рис. 1. Диаграммы составов Fe-Pt твердых растворов: *1* – р. Маят; *2* – Макылган (р. Алдан); *3* – р. Чара; *4-6* – поля составов минералов (n = количество анализов): *4* – р.

Вилюй (n = 47); *5* – россыпь Инагли (n = 108); *6* – хромитовых руд (n = 200) Красногорского массива [1].

Составы железистой платины из золотоносной россыпи р. Чары (среднее течение р. Лены), также, как и из россыпепроявления переката Макылган (р. Алдан, в 30 км ниже устья р. Тимптон) характеризуются Ir-трендом изменения состава и полностью попадают в поле "инаглинской" изоферроплатины (см. рис. 1).

Возрастные ^{190}Pt-^{4}He значения для Pt-Fe твердых растворов из россыпей р.Вилюй разделились на два кластера: данные по двум образцам составляют изохрону 2015 ± 240 млн лет, а третий образец попадает в поле более молодых возрастов платины из россыпи р.Чары (рис. 2).

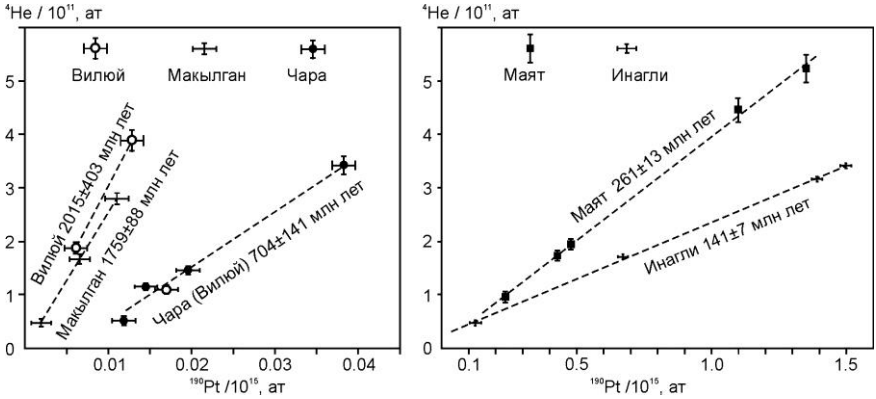


Рис. 2. ^{190}Pt-^{4}Неизохроны для образцов Fe-Pt твердых растворов.

Полученный по изохроне 4 образцов возраст платины из россыпи р. Чары составляет 704 ± 141 млн лет, а возраст 3 образцов из Макылганской россыпи – 1759±88 млн лет. Хотя Pt-Fe твердые растворы из россыпей р. Чары и переката Макылган по типохимическим свойствам близки высокоиридистой изоферроплатине Инаглинского массива (см. рис. 1), первые резко отличаются по более древнему возрасту отинаглинских, имеющих ^{190}Pt-^{4}He возраст 141±7 млн лет [5]. Таким образом, полученные древние возрасты платиновых металлов из площадных россыпепроявлений востока Сибирской платформы ещё раз подтверждают наши более ранние предположения [2] о существовании под PZ-MZ чехлом древних погребенных

коренных источников платины для уникального "вилюйского" типа россыпей.

Возраст зерен Fe-Pt твердых растворов из комплексных золото-платина-алмазоносных россыпей р. Маят (приток р. Анабар) составляет 261±13 млн лет. Полученные данные, наряду с находкой в матрице Fe-Pt сплавов полиминерального силикатного включения, отвечающего по составу мельтейгитам [3], указывают на связь МПГ из россыпей бассейна р. Анабар с пермо-триасовыми комплексами щелочно-ультраосновных пород.

Итак, приведенные данные по типоморфным особенностям и возрастным характеристикам разных платиносных россыпей Сибирской платформы позволяют связывать происхождение платиноносных россыпей Сибирской платформы с мафит-ультрамафитовыми проявлениями крупных изверженных событий на Сибирской платформе, происходивших в 1900, 1865, 1750, 1700, 1640, 1350, 1258, 725 млн лет назад и фиксируемых нашими палеомагнитными, геохронологическими и геохимическими исследованиями базитовых пород на Сибирском и Северо-Американском кратонах [6]. Фанерозойские продуктивные платиноносные магматиты связаны со среднепалеозойским и мезозойским эпизодами проявления Сибирского суперплюма, проявившегося в гигантских извержениях базитового и щелочно-ультраосновного магматизма, а также активными мезозойскими тектоно-магматическими преобразованиями на южной окраине Сибирской платформы.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2016-0004) и поддержке РФФИ (проект № 17-05-00390).

Литература:

1. Дмитриенко Г.Г., Мочалов А.Г., Паладжян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Магадан. 1985. 60 с.

2. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск. ЯФ изд-ва СО РАН. 2000. 184 с.

3. Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С. и др. Золото-платиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы // Отечественная геология. 2012. №5. С. 11-21.

4. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г. и др. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов (^{190}Pt - ^{4}He метод) // Петрология. 2012. Т.20. №6. С. 545–559.

5. Якубович О.В. Новый ^{190}Pt-^{4}He метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины. Дисс. к. г.-м. наук. СПбГУ. 2013. 125 с.

6. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. v. 9. No 6. p. 464–469.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСКУРСИЯ ШКОЛЬНИКОВ «ПО СЛЕДАМ РИЧАРДА МААКА»

Павлов А.Г., Филиппов В.Р.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, kyydyk@mail.ru

В 2015 году исполнилось 150 лет экспедиции Ричарда Карловича Маака в Вилюйском округе. Эта экспедиция была организована по заданию Сибирского отделения Русского географического общества. Основным заданием Маака было исследовать Вилюйский округ с целью изучения его населения и природных богатств [1].

Результатом этой поистине героической экспедиции явилась топографическая карта до сих пор совершенно неизвестных мест, описание рельефа, геологического строения, месторождений бурого угля, соли, некоторых редких минералов, палеонтологические находки, флоры и фауны (позволившие восстановить историю геологического развития Центральной Якутии), описание и климатическая характеристика.

Также в своей работе Ричард Маак написал о существовании железодобывающей промышленности в Хоринском, Меикском, первом Едюгяйском наслегах.

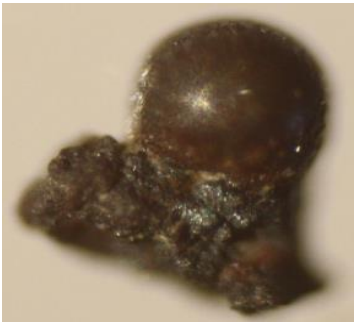
Экспедиция школьников этого года проходила по Вилюйскому региону, начиная с села Лекечен Вилюйского улуса и до села Кемпендяй Сунтарского улуса. По ходу маршрута школьники под руководством Павлова А.Г. проводили шлиховое опробование водотоков с дальнейшим описанием минералов в шлихах под бинокуляром. Так же в отделе физико-химических методов анализа Института благородных металлов и алмаза на электронном микроскопе был проведен спектральный анализ состава шариков, найденных в шлихах. Ниже приведены некоторые данные исследований.

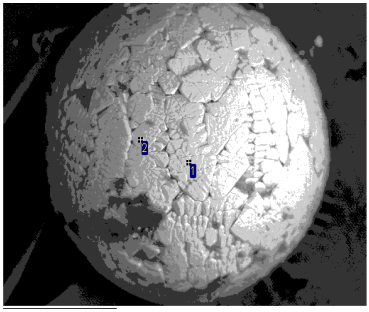
При предварительном изучении шлихов установлено наличие в пробах таких минералов как магнетит, гематит, пироксены, апатит, золото и минералы - спутники алмаза – альмандин и пироп, а также метеориты. Ниже дается описание некоторых минералов из шлихов, промытых из рыхлых отложений рек Тюкяна, Мархи и Вилюя.

Алмаз. Мелкие кристаллы алмаза обнаружены в шлихах из рыхлых отложений аллювия рек Мархи, Тюкяна и первой надпойменной террасы участка Соколиная Коса, расположенного на левом берегу реки Вилюй около села Крестях. Размеры кристаллов не превышают 0,1 мм. Форма у большинства обнаруженных кристаллов октаэдр и ромбический додекаэдр, редко встречаются зерна с формами гексаэдр. Кроме характерной формы алмаз в шлихах отличается от других похожих на него минералов сильным (алмазным) блеском и высокой твердостью. При раздавливании стеклом алмаз сохраняется, а другие на него похожие минералы не выдерживают давления и легко дробятся.

А

Б





В

Г

№ анализа	Fe	Total
1	88.63	88.63
2	85.41	85.41

Рис. 1. Метеориты: А - с металлическим блеском. Река Марха.; Б - «присваренный» к другим обломкам; В - железный метеорит; Г – результаты спектрального анализа

Золото. Зерна золота в том или ином количестве встречаются во всех пробах. Форма золотин представлена в виде тонких листочков. Большинство зерен помяты, имеют шагреневую поверхность и окружены утолщенными краями с оторочками. Все зерна имеют желтый золотистый цвет.

Метеориты. В каждом шлихе встречаются вещества в виде идеального шарика. Поверхность у большинства находок гладкая с металлическим блеском, у меньшинства шариков – матовая. Шарики - с металлическим блеском сильно магнитные. Кроме идеальных шариков реже встречаются каплеобразные выделения, имеющие также металлический блеск (рис. 1, А). В шлихах реки Марха найден шарик с матовой поверхностью как будто присваренный к другим обломкам (рис. 1, Б). В отделе физико-химических методов анализа Института благородных металлов и алмаза на электронном микроскопе был проведен спектральный анализ состава шариков (рис.1, В). Все эти факты могут свидетельствовать о метеоритном происхождении шариков, а магнитность и результаты спектрального анализа – о его железном составе (рис. 1, Г).

Заключение

1. Почти во всех шлихах установлены спутники-минералы алмаза – гранаты (пироп и альмандин);
2. Во всех шлихах найдены зерна золота;
3. Присутствие кристаллов алмаза и его минералов-спутников в шлихах реки Марха и Тюкян могут свидетельствовать о наличии коренных источников в верховьях этих рек;
4. Наличие в шлихах зерен золота может говорить о присутствии россыпной залежи в бассейнах вышеназванных рек;
5. Присутствие минералов в шлихах, типичных для ультраосновных пород, может свидетельствовать о кимберлитовом коренном источнике алмаза;
6. Мелкие размеры кристаллов алмаза и окатанность минералов-спутников говорят о большой дальности их переноса;
7. Найденные два вида шариков нами предположительно определены как метеоритные вещества каменного и железного состава.

Литература:

1. Ru.wikipedia.org/wiki/Маак

ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩЕ ПО АЭРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ НА ПРИМЕРЕ МАЛОМЫРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Парада С.Г.
Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону, segripa@rambler.ru

Для Дальнего Востока устанавливается пространственная связь ареалов распространения золотоносности и магнитных (относительно повышенной намагниченности) гранитоидов [6]. Наиболее отчетливо она проявлена в структурах мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации. В черносланцевых комплексах Амуро-Охотской области такая зависимость на региональном уровне не улавливается. Однако, в некоторых случаях, участки совмещения древней золотоносной и мезозойской редкометальной минерализации могут находить отражение в магнитных полях. В связи с этим рассмотрены особенности структуры магнитного поля в районе Маломырского месторождения, геологические условия локализации которого изложены в [3, 4].

Для изученной территории проведена оцифровка карты графиков ΔT масштаба 1:25000 в соответствии с методикой , изложенной в [1, 2, 5]. По результатам переинтерпретации полученных данных выделены три типа магнитных полей, отличающихся между собой характером и интенсивностью ΔT (рис. 1). Они отображены на карте распределения типов магнитного поля (рис. 2). Спокойным, слабо отрицательным (0... -70 нТл) полем ΔT характеризуется область распространения палеозойской углеродисто-метаморфической (черносланцевой) толщи (рис. 1а). Резко дифференцированным, знакопеременным (+1500... -1000 нТл) полем ΔT отличается площадь развития покрова верхнемеловых вулканитов (рис. 1б). Северная ее граница подчеркнута зоной сопряженные минимумов (-200... -400 нТл). Позднемеловые гранодиорит-порфиры выделяются среди других геологических образований повышенным уровнем магнитного поля (до +300 нТл и более). На участках, где суммируются магнитные поля, обусловленные гранитоидами и метаморфическими сланцами (западная часть площади), графики ΔT достаточно плавные (рис. 1в). При совпадении магнитных полей гранитоидов и вулканитов (восточная часть площади) общий уровень магнитного поля повышается, при этом наблюдаются высо-

кочастотные аномалии достаточно большой интенсивности, достигающей +300...+400 нТл (рис. 1г).

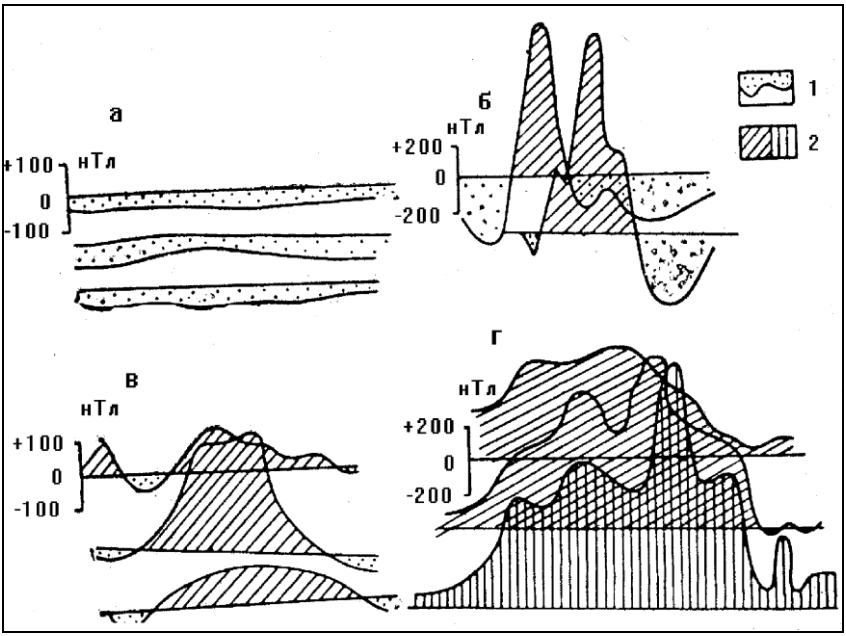


Рис. 1. Типовые графики магнитного поля над углеродистой толщей Маломырского рудного узла (а), вулканитами K_2 (б), гранитоидами K_2 среди черносланцевой толщи, гранитоидами K_2 среди вулканитов K_2 (г). 1 – отрицательные и 2 – положительные аномалии ΔT

В каждом из описанных типов магнитного поля выделяются поля с относительно пониженным и относительно повышенным уровнями; а также с малой интенсивностью аномалий. Полученная схема интерпретации аэромагнитных данных хорошо согласуется с геологией района и вскрывает довольно сложную структуру магнитного поля рудовмещающей черносланцевой толщи (рис. 2). Вместе с тем отмечаются и некоторые несовпадения. По аэромагнитным данным, верхнемеловые вулканиты развиты шире, чем это показано на геологических картах. С другой стороны, в пределах области их развития, связанные с ними магнитные поля, имеют локальное распространение.

В магнитном поле не нашла отражения меридиональная ориентировка позднемеловых гранодиорит-порфировых интрузий, показанных на геологических картах. Возможно, что эрозией вскрыта апикальная часть более крупного интрузива.

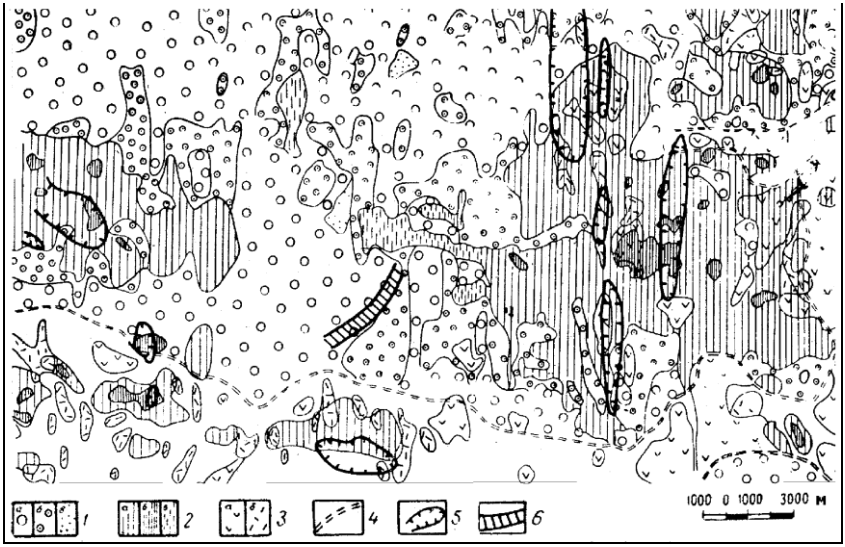


Рис. 2. Схема переинтерпретации аэромагнитных данных района Маломырского рудного узла. Характер магнитного поля: 1 – над углеродистой толщей спокойное отрицательное (а), то же с повышенным уровнем (б), отрицательное дифференцированное (в); 2 – над гранитоидами, спокойное положительное (а), то же с повышенным (б) и высоким (в) уровнем; 3 – магнитное поле над вулканитами резко дифференцированное знакопеременное (а), дифференцированное с локальными аномалиями малой интенсивности (б); 4 – граница области распространения вулканитов K_2, контролируемая зонами минимумов магнитного поля; 5 – выходы гранитоидов K_2 на дневную поверхность; 6 – рудоносная зона.

Совмещение схемы интерпретации аэромагнитных данных с золотоносностью показывает, что рудоносная зона располагается на границе блоков черносланцевой толщи, различающихся по уровню магнитного поля. Однако это совпадение не является точным, так как на юге рудоносная зона несколько отклоняется от этой границы. По-видимому, существовали общие структурные и литологические факторы, создавшие благоприятные

условия локализации рудоносной зоны и нашедшие отражение в магнитном поле.

Наибольший интерес представляет позиция рудного поля относительно положительных магнитных аномалий, вызванных не выходящими на поверхность магнитными гранитоидами. Эти аномалии имеют различную конфигурацию и в целом, располагаются вокруг месторождения. Последнее локализуется на определенном удалении от магнитных аномалий в области спокойного слабо отрицательного поля, создаваемого углеродисто-метаморфической толщей.

Таким образом, совмещенная с редкометальной сульфидно-вкрапленная золотоносная минерализация находит определенное отражение в структуре магнитного поля черносланцевой толщи, располагаясь в участке спокойного слабо отрицательного поля в окружении положительных магнитных аномалий. Выявленная особенность расширяет возможности применения крупномасштабной аэромагнитной съемки при поисках рассмотренного типа оруденения.

Литература:

1. Маркин М.Ю., Парада С.Г., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Методика оцифровки данных аналоговой аэромагнитной съемки и переинтерпретации результатов на примере малкинского серпентинитового массива. В сб.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. Ответственный редактор Л.И.Полуфунтикова. 2016. С. 578-582.

2. Маркин М.Ю., Парада С.Г., Шишкалов И.Ю. Состав и строение малкинского ультрабазитового массива по результатам переинтерпретации аэромагнитных данных (Кабардино-Балкарская республика) // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 3. С. 98–110.

3. Парада С.Г., Парада Л.Ф. Проявление вкрапленого золотосульфидного оруденения в черносланцевой толще // Геология руд. месторождений. 1988. № 4. С. 110–115.

4. Парада С.Г., Ручкина Ю.Р., Мирзеханов Г.С. Условия локализации золотого оруденения в углеродистых толщах Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. № 2. 1986. С.46–50.

5. Тарасов В.А., Емкужев М.С., Парада С.Г., Столяров В.В. Геофизические методы при поисках золоторудной минерализации на флангах Тырныаузского рудного узла // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2015б. № 1. С. 109–117.

6. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

ПРИМЕНЕНИЕ КОНЦЕПЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ К РЕГИОНАМ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Парада С.Г.
Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону, segripa@rambler.ru

Концепция золоторудных систем разработана на основе исследований золотоносных районов Востока России [13]. В соответствии с ней выделяются три группы факторов: первая определяет области генерации флюидов и рудного вещества, вторая касается геологических условий переноса рудоносных флюидов, а третья относится к областям локализации золотого оруденения.

Первая группа факторов наиболее важная, так как определяет саму возможность золотого оруденения за счет развития магматогенной системы. Это связано с геохимическими свойствами Au, в соответствии с которыми Au обладает очень низким кларком ($n \times 10^{-7}$ %). При развитии гранитоидного магматизма это приводит к тому, что все содержащееся в расплаве золото изоморфно захватывается кристаллизующимися силикатами. И только излишки металла против эвтектических соотношений при соответствующих термодинамических условиях могут покинуть расплав. Гранитная магма сама по себе такими излишками не обладает. Такие излишки могут возникнуть при взаимодействии гранитной магмы с предварительно обогащенным золотом субстратом. Так, Ю.Г. Щербаков пишет: «Первым необходимым событием, предшествующим будущему рудному процессу, первой его предпосылкой можно считать возникновение геохимической системы с достаточным для последующего эндогенного рудообразования содержанием металла» [12, с. 28]. В качестве такого субстрата, такой геохимической системы могут выступать магматические породы и магмы основного и ультраосновного состава, обладающие изначально повышенным кларком золота, и некоторые, обогащенные золотом черносланцевые толщи. Этим, возможно объясняется приуроченность большинства золоторудных месторождений мира преимущественно к вулканогенным комплексам основного состава и к углеродисто-терригенным комплексам [10].

Действительно, геохимические исследования взаимодействия гранитной магмы с фемическими породами показали, что габброиды ксенолитов в граните обогащаются гранитофильными элементами и высвобождают половину всего, содержащегося в них золота [11]. Эти данные подтвер-

ждены экспериментами по смешению кислых и основных расплавов при температуре 1200°С и давлении 1000 атм. в присутствии водно-хлоридного флюида [4, 5]. В результате в зоне взаимодействия этих расплавов образовалась гибридная порода андезитового состава с аномальным содержанием золота за счет его мобилизации из базальтового и гранитного расплавов. Эксперимент в значительной мере объясняет известную геологам пространственную связь золотого оруденения с магмаматизмом гибридного состава.

Геохимические исследования золотоносных районов Восточной Якутии показали, что золоторудные месторождения образуются там, где гранитоидный магматизм взаимодействует с обогащенными золотом углеродисто-терригенными породами верхоянского комплекса [3]. Механизмы такого обогащения в условиях литогенеза раскрыты в [7].

Таким образом, основные и ультраосновные породы и продукты их фракционирования, а также черносланцевые толщи могут являться источником золота при эндогенном рудообразовании. Извлечение золота из них и его транспортировка в область рудоотложения может осуществляться при воздействии на них флюидонасыщенных кислых магм или глубинных сквозьмагматических растворов. Следовательно, при глубинном взаимодействии кислого магматизма с фемическим субстатом и (или) черносланцевыми толщами могут формироваться области генерации золотоносных флюидов. Таким образом, чтобы оценить перспективы золотоносности рудно-магматических систем, необходимо определить наличие фемического субрата или черносланцевых толщь в области генерации и миграции кислых магм и сквозьмагматических флюидов.

Наиболее перспективные магматогенные золоторудные системы Какавза могут быть связаны с неоинтрузивными комплексами Главного и Передового хребтов. Это подтверждается недавним открытием значительных по масштабам перспективных рудопроявлений золота на Северном фланге Тырныаузского рудного узла [9, 14].

Основу Тырныаузского рудного узла составляет тырныаузский плиоцен-эоплейстоценовый комплекс малых интрузий гипабиссальных гранитоидов [6, 14]. Со становлением этого комплекса связано формирование ореола ороговикования, рудоносных скарнов и роговиков. Как показано в работе [8] наличие гранитоидного массива связывается с отрицательной аномалией силы тяжести. По северо-восточной и юго-западной периферям этой аномалии располагаются рудопроявления вольфрама, молибдена,

олова, золота, свинца, цинка, сурьмы. В южной части северо-восточного ореола рудопроявлений располагается крупное Mo-W месторождение Тырныауз и наиболее перспективные рудопроявления золота Зыгыркольской зоны. По данным магнитной съемки внутренняя часть гравитационного минимума сложена немагнитным сиалическим субстратом. Именно к нему приурочено Mo-W месторождение Тырныауз и другие рудопроявления W и Mo. Наиболее перспективные рудопроявления золота, наоборот, приурочены к областям локальных повышений магнитного поля.

Такая интерпретация геофизических данных подтверждается исследованиями [1, 2], в соответствии с которыми образование эльджуртинских гранитоидов тырныаузского комплекса могло происходить за счет относительно малоглубинного фракционирования более основного расплава. По результатам геохимического моделирования это могли быть трахиандезиты Эльбрусской вулканической области, что соответствует изложенной выше концепции магматогенной золотогенерирующей системы.

Таким образом, возникают новые основания для переоценки перспектив золотоносности Северного Кавказа на основе изложенной концепции и современных результатов поисковых работ на золото. Наиболее перспективным является изучение неоген-четвертичных рудно-магматических систем Передового и Главного хребта, представленных Тырныаузским, Теплинским и другими комплексами неоинтрузий.

Литература:

1. Богина М.М. Петрология плиоценовых гранитоидов коллизионного типа Большого Кавказа. Автореф канд. дис. М: 1994. 20 с.

2. Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В. N-Q магматизм Большого кавказа: геодинамическая позиция, геохимическая и металлогеническая специализация, источники расплавов // Труды института геологии Дагестанского НЦ РАН. 2011. № 57. С. 73–5.

3. Кокин А.В. Оценка перспективности рудных объектов. Ростов-на-Дону: ООО «Ростиздат», 2005. 384 с.

4. Конников Э.Г. Поведение золота в процессе смешения основного и кислого расплавов // Геохимия. 1986, № 12. С. 1736–1742.

5. Коробейников А.Ф. Прогнозно-поисковые критерии золото-платинового оруденения в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Отечественная геология. 1993. № 4. С. 19–25.

6. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука,1976. 336 с.

7. Парада С.Г. Генетические модели предрудных золотоносных минерализаций в черносланцевых комплексах Северного Кавказа // Наука Юга России. 2015. Т. 11. № 2. С. 53–62.

8. Парада С.Г. Металлогенические особенности Тырныаузской рудно-магматической системы. В кн: Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа. Владикавказ, 2017. С. 120–125.

9. Парада С.Г., Попов Ю.В., Столяров В.В. Новый тип золотого оруденения Тырныаузского рудного узла (Кабардино-Балкарская республика) // Доклады академии наук. 2017. Т. 477, № 1. С. 67–70.

10. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы и продуктивность рудообразующих систем // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 25–40.

11. Цыпуков Ю.П., Ломбо Д. Геохимия золота в связи с проблемой золотоносности Северо-Западного Хэнтея // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 216–226.

12. Щербаков Ю.Г. Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование. Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976. С. 14–33.

13. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

14. Parada S.G., Stolyarov V.V. Relation of gold mineralization on the northern flank of the Tyrnyauz deposit to intruzive complexes, Kabardino-Balkar Republic // Doklady Earth Sciences. 2012. Т. 445, № 2. С. 939–942.

МЕТАМОРФОГЕННАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

Парада С.Г.

Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону, segripa@rambler.ru

Приуроченность золотоносных кварцевых жил рудных полей Амуро-Охотской провинции к куполовидным структурам с ареалами зонального метаморфизма может свидетельствовать о генетической связи процессов куполообразования, метаморфизма и эндогенного оруденения (рис. 1).

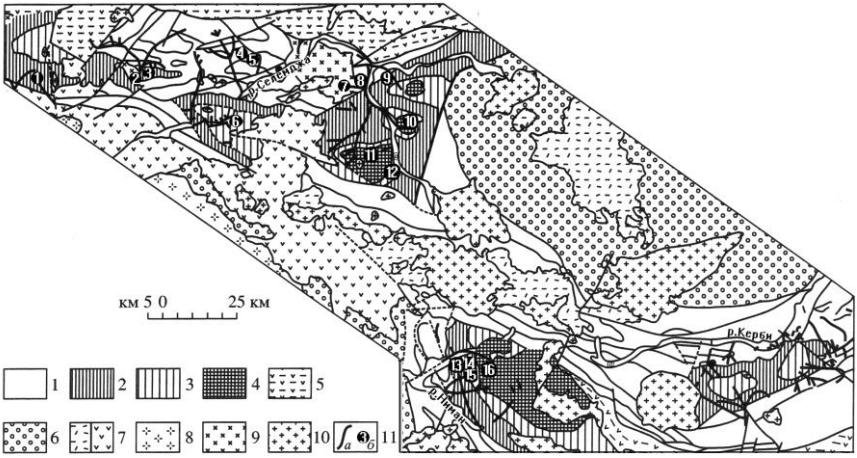


Рис. 1. Схема зональности эпигенетических преобразований черносланцевых толщ Амуро-Охотской золотоносной провинции, по [5]:

1 – 4 – зоны: 1 – катагенеза (I), 2 – 4 –метаморфизма: 2 – стильпномелановая (II), 3 – биотитовая (III), 4 – гранатовая (IV); 5 – вулканогенно-осадочные породы (PZ); 6 – осадочные породы (MZ); 7 – вулканиты (MZ); 8 – гранитоиды (PR); 9 – гранитоиды (PZ_3); 10 – гранитоиды (MZ); 11 – россыпные (а) и коренные (б) месторождения золота: 1 – Маломырское, 2 – Верхне-Мынское, 3 – Ворошиловское, 4 – Иннокентиевское, 5 – Токурское, 6 – Сагурское, 7 – Ингаглинское, 8 – Ясненское, 9 – Унгличиканское, 10 – Харгинское, 11 – Афанасьевское, 12 – Ленинское, 13 – Буровое, 14 – Жильное, 15 – Лысогорское, 16 – Петровское

Ранее нами проведено изучение распределения кларковых концентраций золота в различных породах исследуемого региона во всех метаморфических зонах [3, 5]. Установлено уменьшение кларковых содержаний золота в различных разновидностях пород по мере возрастания степени их метаморфических преобразований. Этот факт представляется одним из наиболее важных и может рассматриваться в качестве реальной предпосылки, обуславливающей метаморфогенное перераспределение золота в породах, что может являться предпосылкой формирования промышленного оруденения. Нижние сечения метаморфической колонны, исходя их этого, можно рассматривать как область выноса золота и других рудообразующих элементов.

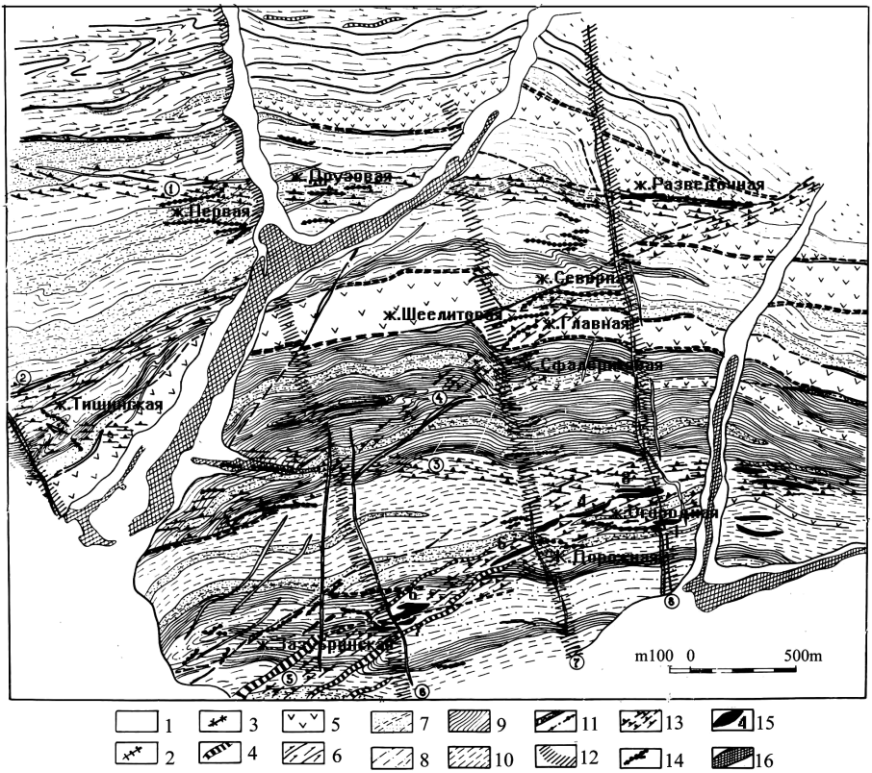


Рис. 2. Геолого-структурная карта Харгинского рудного поля по [5]:
1 – четвертичные отложения, 2 – дайки порфиритов (K_2), 3 – дайки порфиров (K_2), 4 – рассланцованные метагаббро, 5 – афировые метабазиты, 6 – зеленые сланцы с тонкими прослоями графитистых пород, 7 – пачки с преобладанием рассланцованных метапсаммитовых пород, 8 – пачки равноценного переслаивания метаморфизованных псаммитовых и алевропелитовых пород, 9 – пачки с преобладанием углеродистых метапелитов, 10 – то же с линзами зеленых сланцев, 11 – локальные разрывные нарушения, 12 – зоны повышенной проницаемости длительного развития с максимумом активности в позднем мезозое-кайнозое, 13 – то же с максимумом активности в палеозое, 14 – золотоносные кварцевые жилы, 15 – линзы кварц-альбитовых метасоматитов с прожилковой золото-кварцевой минерализацией, 16 – золотоносные россыпи

В пределах Харгинского рудного поля относительно короткие кварцевые жилы, имея близширотное простирание, сконцентрированы в четырех близмеридианально ориентированных зонах (рис. 2). К этим же зонам приурочены мезозойские дайки, имеющие такое же, как и тектонические

зоны, близмеридианальное простирание. Это свидетельствует о заложении меридиональных рудоконтролирующих зон позднее образования Эльгоканского купола в период мезозойской тектоно-магматической активизации. Эти зоны пересекают горизонт экранирующих метабазитов, нарушая его сплошность. Вместе с тем, золотое оруденение не может быть связано генетически с мезозойскими малыми интрузиями, так как дайки, пересекают золотоносные жилы, метаморфизуя при этом кварц, самородное золото и др. рудные минералы, при этом сами содержат ксенолиты золотоносного кварца [4, 6], т. е., являются более поздними по отношению к жилам.

Представляется, что эти противоречия могут быть разрешены в рамках следующей модели формирования эндогенного золотого оруденения, основанной на теоретических положениях [1, 7] и полученных минералогических и геохимических данных по изучаемому региону [2, 3, 5]. На стадии метаморфизма выделялись термодегидратационные воды, которые длительное время находились в условиях возрастающего флюидного давления в подэкранных пространствах растущих при этом куполовидных структур. Метаморфизуемые вместе с участками предрудной литогенной минерализации породы, определяли солевой состав образующихся при этом гидротермальных растворов, набор и концентрацию в них рудообразующих элементов [5].

При отсутствии хрупких деформаций в Эльгоканском куполе (Харгинское рудное поле) такие растворы некоторое время находились в метастабильном состоянии в подэкранных пространствах, продолжая взаимодействовать с вмещающими породами. Разгрузка метаморфогенно-гидротермальных растворов осуществлялась при нарушении сплошности геологических экранов в условиях мезозойской тектонической активизации. Несколько позже подошел фронт магматизма и отдельные трещины заполнились дайками. Так завершилось оформление сруктуры Харгинского рудного поля.

Очевидно, что источником рудообразующих элементов при формировании золотоносных кварцевых жил являлись подэкранные породы ядерной части эльгоканского купола, а структурные условия локализации этих жил определялись разрывными нарушениями, сформировавшимися в условиях мезозойской тектоно-магматической активизации.

Литература:

1. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 403 с.

2. Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г. Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 116 с.

3. Кулиш Е.А., Парада С.Г. Поведение золота и других рудообразующих элементов в условиях метаморфизма черносланцевых комплексов // Минералогический журнал, 2009. Т. 31, № 2 (160). С. 92–101.

4. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

5. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амуро-Охотской складчатой области. Дисс. д-ра геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону, 2004. 383 с.

6. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

7. Файф У., Прайс Н., Томсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 435 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ РУД ВЕРХОВЬЯ РЕКИ МУНДУРУЧЧУ

Петров П.П., Сивцева А.В.

Институт физико-технических проблем Севера СО РАН, г. Якутск,

sianva@yandex.ru

В освоении ресурсного потенциала Северных регионов важнейшую роль играет современное техническое обеспечение геолого-разведочной, горно-добывающей отраслей на всех стадиях их производственных циклов. Особо следует отметить комплексность в освоении минерально-сырьевых ресурсов, включая поиски и разведку месторождений нерудных ископаемых, максимальное извлечение из минерального сырья полезных компонентов при минимизации экологического ущерба для окружающей среды [6].

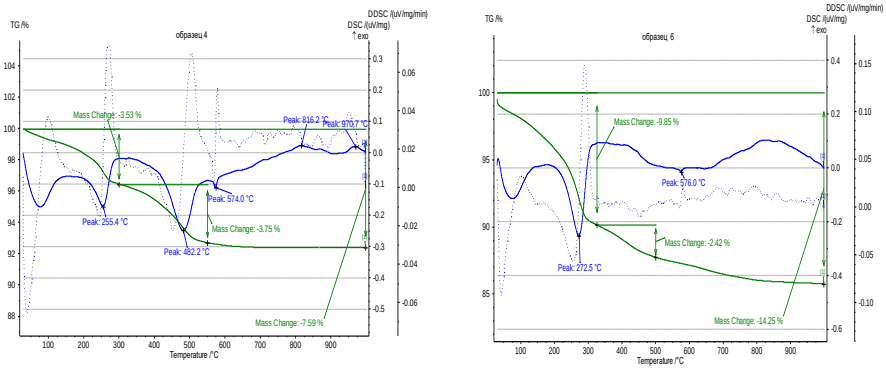
Исследование физико-химических свойств железосодержащих руд является важной научной задачей, направленной на комплексное освоение месторождений Южной Якутии [1, 4] и создание новых конструкционных материалов [2, 3, 7].

Согласно [7], индивидуальные частицы рудного материала имеют полиминеральный состав, первоначально сложены из зерен окислов железа с вкрапленниками зерен преимущественно окислов кремния, алюминия и

калия. Для уточнения состава и структуры окислов были проведены следующие эксперименты.

Методы исследования. Термический анализ выполнен на приборе синхронного термического анализа фирмы NETZSCH-Gerätebau GmbH – STA 449C Jupiter (Германия). Образцы нагревались от комнатной температуры до 1000°С со скоростью нагрева 10 °С /мин в инертной среде – аргон, в тиглях из PtRh. Рентгенофазовый анализ проведен на многоцелевом рентгеновском дифрактометре Ultima IV фирмы Rigaku (Япония). По внешнему признаку были отобраны пробы желто-бурого цвета, чешуйчатые, предположительно состоящие из гетита и, судя по элементному составу, кварца; и пробы черно-бурого цвета, вероятно обусловленного присутствием железных окислов в виде окиси железа (II) или закиси-окиси железа.

Как видно из рис. 1, *а*), *б*), на термограммах обоих образцов присутствует эндотермический пик при 574-576°С, соответствующий кварцу SiO_2, что согласуется с данными рентгенодифракционного анализа (табл. 1, 2).



а) *б*)

Рис. 1. Данные синхронного термогравиметрического анализа и дифференциально-сканирующей калориметрии пробы железосодержащей руды *а*) желто-бурые образцы, *б*) черно-бурые образцы.

Дифференциально-термическая кривая образца гетита, согласно [5], характеризуется наличием двух эндотермических эффектов: пологим максимумом при 61°С, который связан с потерей адсорбированной воды, а

четкий эндотермический эффект в интервале 189-323 °С отвечает потере конституционной воды. Положение максимума главного гетитового эндоэффекта в пределах от 269 до 296°С может несколько смещаться при среднем положении 288 °С. Потери конституционной воды в гетитах могут достигать от 1,24 до 10 % (при 10% достигается полная потеря конституционной воды). Интервал температур главного гетитового эндоэффекта (189-323°С), связанный с потерей конституционной воды, отвечает температуре перехода гетита в гематит.

Изменение теплового эффекта ближе к 1000°С можно отнести к процессам распада силицида железа (табл. 1, рис. 1, *б*), при этом, согласно [8], основными продуктами разложения являются FeSi, Si и FeSi2. В небольшом количестве образуется FeSi2,43. Разложение FeSi2,33 происходит по схеме:

$FeSi_{2,33}$ = 0,055 FeSi2,33 + 0,035 FeSi2,43 + 0,75 FeSi + 0,16 FeSi2 + 1,0468 Si.

Таблица 1

Относительное содержание фазового состава черно-бурых образцов

Phase name	Content(%)
Aluminum Nickel	11.2
Silicon	3
iron silicide, theta-Fe0.82 Si2	74
Silicon Oxide	8.4
iron silicide	0.1
Magnesium Silicide	3.7

Таблица 2

Относительное содержание фазового состава желто-бурых образцов

Phase name	Content(%)
Aluminum Magnesium	27
quartz low HP, syn	47
Iron	17
Cristobalite beta	2.1
Iron Silicon Oxide	7
Manganese aluminide silicide	0.2

Полученная в работе информация о структуре и свойствах исследуемых железосодержащих руд может быть использована для выбора оптимальных методов их дальнейшей переработки и комплексного освоения недр.

Авторы выражают признательность за помощь в выполнении экспериментальной части работы ведущему инженеру ФГБУН ИГАБМ СО РАН Емельяновой Н.Н. и ведущему инженеру ФГБУН ИФТПС СО РАН Платонову А.А.

Литература:

1. Архипов Г.И. Рудно-сырьевые ресурсы Республики Саха (Якутия): обзор и перспективная оценка //Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 2011. №6. С.21-31.

2. Ермаков Б.С., Слепцов О.И., Петров П.П. Перспективы развития металлургии в Якутии в связи с созданием новых поколений сталей северного исполнения //Наука и образование. 2015. №3. С. 59-63.

3. Округин А.В., Васильева А.Е. Якутское кричное железо: минералого-химический состав и физико-химические условия выплавления металла из Mn-Fe лимонитовых руд // Наука и образование. 2013. №1. С. 47-54.

4. Петунина О.Н., Бондаренко В.П., Черкасов А.Д. Динамика и тенденции изменения состояния сырьевой базы основных твердых полезных ископаемых по данным Государственного баланса запасов полезных ископаемых (2004-2011 гг.) //Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2012. №4. С. 43-55.

5. Рыжкова С.О., Таловина И.В., Лазаренков В.Г., Воронцова Н.И., Уголков В.Л. Никеленосные оксиды железа Буруктальского месторождения, Южный Урал // Записки Горного института. 2009. Т. 183. С. 101-111.

6. Сафонов Ю.Г. Состояния и рациональные направления освоения рудных ресурсов российской Арктики // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №1. С. 142-152.

7. Тарасов П.П., Прядезников Б.Ю., Петров П.П., Степанова К.В., Тарасов И.П. Влияние химического состава продуктов прямого восстановления железной руды, используемых в качестве добавки, на процесс жидкофазного спекания сплавов на основе алюминия // Наука и образование. 2017. №2. С. 76-82.

8. Шевко В.М., Сержанов Г.М., Бадикова А.Д., Утеева Р.А. Термоповедение силицидов железа // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2014. №10 (3). С. 41-45.

МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В СИСТЕМЕ ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ – РУДНЫЕ ЗОНЫ

Полуфунтикова Л.И.[1,2], Фридовский В.Ю.[2, 1]
1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, pli07@list.ru
2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Вмещающие орогенные золоторудные месторождения породы играют важную роль в их формировании [1, 2, 5, 6, 7, 8]. Оценка привноса-выноса главных компонентов в системе вмещающие породы – рудные зоны выполнена на примере золото-сульфидно-кварцевого Мало-Тарынского месторождения, расположенного на границе восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Кулар-Нерского сланцевого пояса [1, 3]. Образцы для исследований отобраны из рудовмещающих пород (образцы Э-1; Э-3; З-28; К-98), околорудных метасоматитов (образцы 124-02; 423-03), минерализованных зон дробления и смятия (образцы Э-55; СТ-1). Рудовмещающими толщами являются норийские отложения верхнего триаса (переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями известковистых песчаников, песчанистых алевролитов и аргиллитов). Околорудные метасоматиты представлены измененными, сильно окварцованными песчаниками и алевропесчаниками с неравномерной вкрапленностью метакристаллов кубического пирита и тонкопризматического арсенопирита (пирит-арсенопирит-кварцевая минеральная ассоциация). В результате уплотнения и химического растворения обломочных зерен в кварце сформировались структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза и полнобластические (гранобластовые) структуры. Минерализованные зоны дробления и смятия имеют сложную весьма изменчивую морфологию с редкими разноориентированными системами кварцевых жил и прожилков в катаклазированном и миллонитизированном матриксе с гнездами арсенопирита, вкрапленниками рудных минералов и золота.

Для количественной оценки привноса-выноса главных компонентов, их перераспределения и динамики миграции в системе вмещающие породы – рудные зоны был применен «кислородный метод» Т.Барта [2], который

основан на предположении, что в результате миграции катионов, количество ионов кислорода в неизменном объеме первичных и измененных пород остается постоянным. Для сравнения были взяты образцы из рудных зон и вмещающих пород, находящихся вне зоны околорудных изменений.

Анализ полученных данных показал, что при формировании рудных зон достаточно активно происходят процессы миграции всех элементов (табл, рис.). Происходит значительный вынос Si, Al, Ti, K и H, при активном привносе Ca и C. Катионы Fe и Mg активно участвуют как в процессе привноса, так и выноса вещества из рудных зон. Изменение суммарного атомного количества кислорода (Σан) свидетельствует об его активном перераспределении, а в большинстве случаев и накоплении его в измененных породах. Как следствие, для рудных зон месторождения характерно широкое развитие эндогенных карбонатов (Mg-анкерит, доломит, кальцит и сидерит), встречающихся в виде отдельных зерен, скоплений, прожилков и оторочек ксенолитов вмещающих пород. В бассейне руч. Зеленый установлены мономинеральные кальцитовые жилы мощностью до 15-25 см близширотного простирания.

Таблица

Характер изменения химического состава пород

Элементы	Кол-во атомов в СКЯ*		1 п/в**	Кол-во атомов в СКЯ*		2-п/в**	Кол-во атомов в СКЯ		3-п/в**	Кол-во атомов в СКЯ*		4 -п/в**
	Э-1	423-03		З-28	СТ-1		К-98	124-02		Э-3	Э-55	
Si	62,19	55,09	**-7,10**	59,69	70,11	10,43	62,40	46,55	**-15,86**	60,99	51,83	**-9,16**
Ti	0,69	0,62	**-0,07**	0,92	0,16	**-0,76**	0,76	0,45	**-0,31**	0,76	0,22	**-0,53**
Al	9,47	6,85	**-2,62**	12,40	2,45	**-9,95**	9,14	3,90	**-5,24**	10,88	3,85	**-7,03**
Fe3+	0,90	0,75	**-0,15**	1,33	0,51	**-0,82**	1,57	0,26	**-1,31**	0,80	1,99	1,19
Fe2+	3,57	3,95	0,38	4,44	0,81	**-3,63**	1,16	2,60	1,44	2,95	3,03	0,08
Mn	0,06	0,13	0,07	0,04	0,03	**-0,02**	0,02	0,09	0,08	0,03	0,09	0,07
Mg	2,96	4,69	1,73	3,59	1,29	**-2,30**	2,16	1,93	**-0,24**	3,41	3,64	0,23
Ca	1,66	5,87	4,21	0,57	1,98	1,41	0,38	17,03	16,65	0,67	9,58	8,91
Na	2,22	1,87	**-0,35**	1,65	0,38	**-1,27**	0,79	1,15	0,36	2,27	0,52	**-1,75**
K	1,77	1,20	**-0,57**	1,95	0,61	**-1,34**	1,89	0,53	**-1,36**	2,16	0,42	**-1,73**
P	0,12	0,15	0,03	0,14	1,78	1,64	0,09	0,03	**-0,06**	0,10	0,06	**-0,04**
C	1,84	7,64	5,80	0,00	2,45	2,45	0,00	16,13	16,13	0,07	12,67	12,61
H	17,95	21,51	3,55	28,83	4,55	**-24,29**	25,15	9,96	**-15,19**	18,92	9,96	**-8,96**
Σ кат.	105,40	110,32	4,91	115,56	87,11	**-28,45**	105,52	100,60	**-4,92**	103,99	97,87	**-6,12**
Σ ан.	142,05	138,49	**-3,55**	131,17	155,45	24,29	134,85	150,04	15,19	141,08	150,04	8,96

* СКЯ – «стандартная кислородная ячейка»;

** П/в – привнос/вынос катионов на стандартную ячейку; 1-4 номера пар.

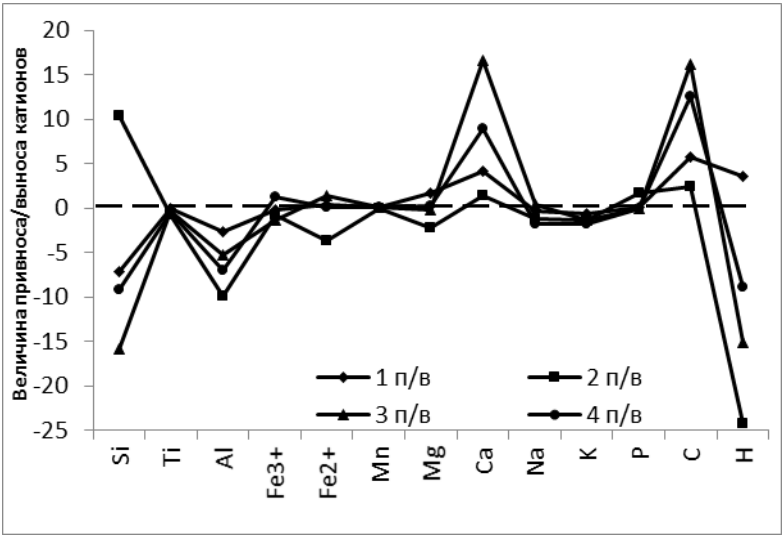


Рис. Изменение содержания катионов при формировании рудных зон месторождения Мало-Тарынское. Условные обозначения в таблице.

Содержание органического углерода $C_{орг.}$ в рудных зонах и околорудных метасоматитах низкое (0,14-1,61%). Сильно рассеянное органическое вещество $C_{орг}$ (0,14-0,15%) установлено в метасоматитах, умеренно рассеянное – в минерализованных зонах дробления (0,98-1,61%). В условиях динамотермального метаморфизма песчаниково-алевролитовых толщ дисперсное углеродистое вещество, относительно равномерно распространенное в исходных породах, образует на участках кливажа, рассланцевания и дробления сгустки, нитевидные и прожилковидных обособления.

Таким образом, анализ химического состава рудных зон и вмещающих пород показал, что для рудных зон характерен изменчивый состав, что является следствием вещественной перестройки и широкого развития процессов привноса-выноса отдельных компонентов из вмещающих пород.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2016-0004).

Литература:

1. Аристов В.В., Бабарина И.И., Григорьева А.В. и др. Золото-кварцевые месторождения Жданинского рудно-россыпного узла (Восточная Якутия). Структурный контроль и условия образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 6, С. 559-594.

2. Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Савчук Ю.С., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Земскова М.И., Аристов В.В., Вольфсон А.А. Золото-кварцевые месторождения Яно-Колымского складчатого пояса: геохимические особенности руд и флюидов, условия рудообразования // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 3. С. 3-21.

3. Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю. Литологические особенности, реконструкции редокс-обстановок и состав источников сноса отложений верхнего триаса Кулар-Нерского сланцевого пояса // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 75-87.

4. Соболев Р.Н., Фельдман В.И. Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М.: Недра, 1984. 178 С.

5. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Геолого-генетическая модель формирования золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья //Отечественная геология. 2006. №5. С. 33-37.

6. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия флюидный режим формирования Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39-52.

7. Goldfarb, R.J., Groves, D.I., and Gardoll, S., Orogenic gold and geologic time: A global synthesis // Ore Geology Reviews. 2001. V. 18. P. 1-75.

8. Large R.R., Stuart W. Bull. L and Maslennikov V.V., A carbonaceous sedimentary source-rock model for carlin-type and orogenic gold deposits// Economic geology. 2011. V. 106, pp. 331–358

ПЕТРОГРАФИЯ ЧИЛИСТЯХСКОГО ПЕРИДОТИТ-ГАББРОАМФИБОЛИТОВОГО И ШАМАНИХИНСКОГО ГНЕЙСО-ГРАНИТОВОГО КОМПЛЕКСОВ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА

Протопопов Р.И.

АО «Якутскгеология», г. Якутск, ruslan.protopopov@mail.ru

Исследования петрографии чилистяхского и шаманихинского комплексов позволили выявить их оригинальные петрологические особенности.

Чилистяхский комплекс представляют силлы, расслоенные залежи гарцбургитов, оливинитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых, кварц-гранатовых и эпидот-кварцевых.

Гарцбургиты крупно- и грубокристаллические массивные и кристаллизационно-сланцеватые с порфировидным энстатитом. Минеральный состав (в %): оливин – 43,0-65,0; энстатит – 10,9-55,0; антофиллит (реже жедрит)

– 1,0-45,0; магнетит – 3,1-8,4; пирротин – до 2. Во вторичных продуктах серпентин, тремолит, тальк.

Оливин (0,5-3,5 мм) развит в виде овальных выделений, пойкилитовых вростков в энстатите с характерной петельчатой структурой (-2V=70-75º). Часто сплющенный, полностью замещен серпентином. Энстатит короткопризматический (4-30 мм, 2V = 69-74º) с включениями магнетита и оливина. Характерны неровные контуры с баститовым серпентином. Антофиллит (0,2-1,6 мм) отличается бесцветностью, ромбической сингонией (2V = 70º). Жедрит отличается Δ - 0,022. Серпентин развивается в виде полных псевдоморфоз оливина и энстатита, в интерстициях в форме антигорита. Магнетит (0,01-0,6 мм) образует гнезда и пластины вдоль спайности в энстатите, цепочки вкрапленников и гнезд, растягивающихся по сланцеватости породы.

Оливиниты ассоциируют с гарцбургитом, сланцеватые с вдавленными линзовидными зернами оливина, замещающегося серпофитом. Антофиллит кристаллизуется за счет высокомагнезиальных пироксенов.

Габбро-амфиболиты сложены (в %): плагиоклазом – 35-40 (3-10 мм), нематобластовыми и «скелетными» выделениями роговой обманки – 45-60 (5-70 мм), магнетитом – до 2, спорадически энстатитом (1-5 мм) с включениями петельчатого оливина.

Амфиболиты плагиоклазовые кристаллически сланцеватые, гетеронематобластовые, гетерогранобластовые и лепидогранобластовые. Минеральный состав (в %): роговая обманка – 50-85, плагиоклаз – 10-45, магнетит – 1-2, спорадические биотит, эпидот, клиноцоизит, сфен, кварц, вторичные хлорит, серицит. Амфиболиты кварц-плагиоклазовые отличаются содержанием кварца (10-14 %). Амфиболиты кварц-гранатовые содержат альмандина 10-25 %. Зерна антофиллита свидетельствуют о выскомагнезиальной первичной породе.

Гнейсограниты межпластовые и дискордантные гнейсовидные. Минеральный состав (в %): калиево-натровый полевой шпат (КПШ) – 29,1-47,5; кварц – 29,4-49,7; плагиоклаз – 6,6-18,0; биотит – 2,5-9,5; эпидот – 0,4-4,0; магнетит – 0,9-4,2; сфен – 1,3-4,5, спорадически амфибол, гранат. Важной петрологической особенностью является их бластомилонитовая структура, обусловленная двухстадийным образованием: 1) порфировидная гранитная структура; 2) милонитовая структура с характерными порфирокластами (ПК) отдельных зерен полевого шпата и обломков, сложенных из зерен с реликтовой гранитовой структурой и прерывистыми прослойками слюды и кварца, огибающих порфирокласты. Основная ткань, состоящая из кварца, полевого шпата, слюды характеризуется лепидобластовой и лепидогра-

нобластовой структурой. Часто встречаются текстуры, напоминающие «очковые текстуры», в которых «очки» сложены агрегатами нескольких минералов гранитовой ассоциации, а не одним полевым шпатом (рис. 2). К. Р. Менертом аналогичные породы рекомендовалось различать от собственно очковых гнейсов глубокого метаморфизма и мигматизации [1].

КПШ - микроклин (-2V = 88°; ⊥(001) : *Ng* = 79°; ⊥(001) : *Nm*= 12°; ⊥(001) : *Np*=82°) с пертитовым и мезопертитовым альбитом. В лепидогранобластовой основной ткани содержание калинатрового полевого шпата достигает 10-30 %. Плагиоклаз № 5-25 (*Np* : 010 = 5-10). Среди амфмболитов появляются ассимилированные гнейсо-гранодиориты. Порфироиды пестро-волнисто-полосчатые с порфиробластическими выделениями (25-30 %, 1,0-15,0 мм) КПШ, кварца и плагиоклаза.

Особое петрологическое значение имеют минерально-петрографические новообразования в зонах экзоконтактового метаморфизма гнейсогранитов по породам чилистяхского комплекса. Так, появляются кордиерит-пироксеновые и скаполит-актинолитовые ассоциации, которые являются продуктами изменения габбро-амфиболитов в результате изоморфных замещений (рис. 1, 3, 4). Плагиоклаз замещается кордиеритом, а роговая обманка пироксеном.

Псевдоморфозы кордиерита образуется по плагиоклазу с сохранением их полидвойникового строения, а внутри отдельных двойниковых пластин формируются полисинтетически двойниковые кордиериты, расположенные вдоль или поперек широких пластин (рис. 3). В кордиерите наблюдаются беспорядочно рассеянные хиастолиты андалузита с низким двупреломлением, прямым погасанием и поперечным сечением в виде параллелограмма и ромба (рис. 4). Нематобластовые «скелетной» формы кристаллы роговой обманки замещаются пироксеном (рис. 1). Обычно бесцветным диопсидом (2V = 52-53°, призм. спайн. – 91-93°, C : Ng = 42°, Δ – 0,017-0,022) и омфацитом (2V = 80°, C : Ng – 36°, призм. спайн. - 89°). Наблюдаются и кристаллические зерна новообразованного пироксена с реликтами роговой обманки в ядрах. Скаполит-актинолитовые агрегаты формируются по плагиоклазовым амфиболитам (рис. 4). В отличие от кварца скаполит оптически отрицательный, включает хиастолиты андалузита.

Как видно, минеральные парагенезисы этих преобразований предельно изохимичны и термодинамически равновесны, для чего достаточно было высокотепературное воздействие гранитной интрузии.

Петрографо-петрологические особенности пород комплексов свидетельствуют, что граниты шаманихинского комплекса внедрялись в метаморфические толщи и наложены на чилистяхский комплекс уже претер-

певший прогрессивный литостатический метаморфизм амфиболитовой фации. Шаманихинский комплекс был подвержен в последующем динамотермальному метаморфизму зеленосланцевой фации.

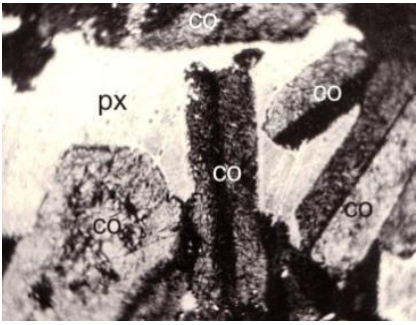


Рис. 1. Габбро-амфиболит преобразован в пироксен-кордиеритовую породу под воздействием гранитной интрузии шаманихинского комплекса. Кордиерит (co) замещает плагиоклаз, содержат хиастолмты андалузита. px – пироксен (диопсид). Ник. +.

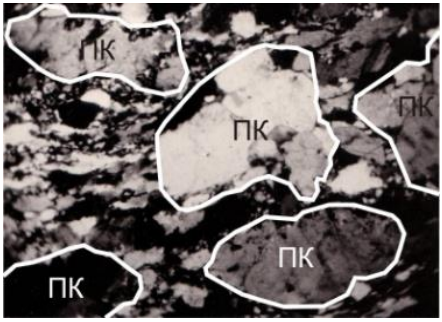


Рис. 2. Гнейсогранит. Бластомилонитовая структура. Псевдоочковые выделения (ПК) состоят из зерен КПШ, кварца и плагиоклаза. Основная ткань лепидогранобластовая зубчатая. Ник. +

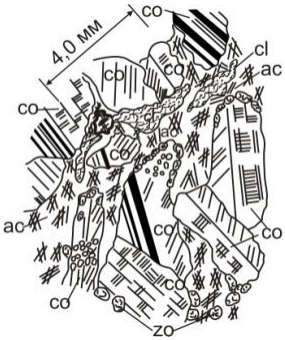


Рис. 3. Преобразованный габбро-амфиболит в экзоконтакте гранитной интрузии шаманихинского комплекса. Плагиоклаз замещается кордиеритом (co), роговая обманка (hbl) актинолитом (ac). cl – хлорит, zo – цоизит

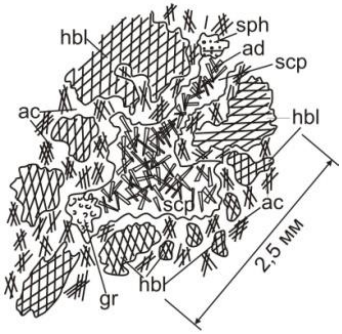


Рис. 4. Амфиболит преобразованный под экзоконтактовым воздействием гранитной интрузии шаманихинского комплекса. Плагиоклаз замещается скаполитом (scp) с хиастолитами андалузита (ad), роговая обманка (hbl) актинолитом (ac) окаймления. gr – гранат, sph – сфен

Литература:

1. Менерт К.Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: «Мир», 1971. С. 15-191.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, pna-s-vfu@mail.ru

Исследования проводились на территории Чаро-Алданского домена, который совместно со Становым доменом образует Алдано-Становой щит (АСЩ) [1].

Метаультрабазит-базитовые формации имеют достаточно широкое площадное распространение в этой части АСЩ. Комплекс примененных методов исследований совместно с полевыми геологическими наблюдениями позволили нам реставрировать первичную природу сложнодислоцированных, глубокометаморфизованных докембрийских образований и выделить двенадцать интрузивных и вулканогенных метаультрабазит-базитовых формаций [4, 6, 7]. По возрасту они разделены наранне- и позднеархейские, раннепротерозойские и позднерифейские комплексы. По форме залегания выделяются дайки, крупные штокоподобные секущие массивы, межпластовые линзовидные согласные и силлоподобные полого секущие (часто будинированные) тела, факолитоподобные расслоенные массивы, протрузии и пластовые тела, имеющие тектонические контакты [4, 5, 6].

Выявление и геологическое изучение докембрийских метаультрабазит-базитовых формаций в этом регионе имеет важное значение для реконструкции истории формирования земной коры, древних тектонических режимов, метаморфических и метасоматических процессов, что в свою очередь, надеемся, даст возможность определения условий образования и развития древних ультраосновных и основных магматических комплексов и, возможно, позволит ответить на вопрос: «Почему в пределах этойперспективной территории до настоящего времени не обнаружены крупные месторождения золота, платиноидов, никеля, меди, хрома, кобальта и других полезных ископаемых, которые являются типичными для подобных образований на других щитах».

Основанием для выделения докембрийских метаультрабазит-базитовых формаций послужили следующие признаки: форма и параметры тел, их

структурное местоположение, возрастные взаимоотношения, изотопные определения модельного возраста, парагенетические соотношения породообразующих минералов, их структурно-текстурные особенности. Наиболее существенную роль в формационном определении сыграли петрохимические характеристики пород и отдельных минералов, содержание рудных, акцессорных минералов, благородных и редкоземельных элементов. Название формаций определено по преобладающим в их строении разновидностям пород [2, 3, 4].

Интрузивные образования пронизывают весь разрез выявленных здесь ранее зеленокаменных поясов (ЗКП) и их фрагментов [4, 5, 6]. Наиболее перспективные из них в отношении рудоносности фиксируются в виде межпластовых согласных тел среди комагматичных метавулканитов и представлены дунитами, гарцбургитами, серпентинитами метадунит-гарцбургитовой формации, а также горнблендитами, перидотитами, дифференцированными габбро, габбро-диабазами, диабазами и диоритами метагаббро-диабазовой формации. Ширина зон выходов интрузивов достигает сотен метров, протяженность по простиранию - до первых десятков километров. Реже встречаются интрузивы метагаббро-диоритовой формации в виде штокообразных тел и даек метатрахибазальтовой и базальт-долеритовой формаций. Более детальное изучение формаций позволило нам установить, что они обладают свойственной метаультрабазит-базитовому магматизму геохимической и металлогенической специализациями: ранне- и позднеархейские метадунит-гарцбургитовые специализированы на хром, никель, платиноиды; метагаббро-диабазовые –на никель, медь, платиноиды; мстакоматиит-базальтовые – на медь, никель, платиноиды; позднеархейская метагаббро-диоритовая – на титан, железо, фосфор; раннепротерозойская метаанортозитовая – на титан, железо, фосфор, платиноиды. Метасоматиты в зонах дробления и бластомилонитизации, развитые по ультрабазитовым породам разных формаций, потенциально перспективны на золото [1, 6].

Породы каждой формации имеют повышенные концентрации целого комплекса химических элементов. Так, например, в гарцбургитах, слагающих тела ранне- и позднеархейских метадунит-гарцбургитовых формаций, содержания хрома варьируют от 0,01% до 0,5% в среднем составляя 0,375% (кларк по Виноградову (Кв)- 0,2%); никеля от 0,05% до 0,5% в среднем 0,19%, Кв - 0,2%; кобальта от 0,005% до 0,02% в среднем 0,015%, Кв - 0,016%; ванадия от 0,001% до 0,5% в среднем 0,2%, Кв -0,04%. В горнблендитах ранне- и позднеархейских метагаббро-диабазовых формаций

определены следующие концентрации этих же элементов; хром от 0,01% до 0,3% в среднем 0,25%, Кв-0,2%; никель от 0,02% до 0,25%, в среднем 0,11%, Кв - 0,2%; кобальт от 0,001% до 0,017%, в среднем 0,009%, Кв - 0,02%; ванадий от 0,002% до 0,02%, в среднем 0,14%, Кв - 0,04%, медь от 0,001% до 0,005%, Кв -0,02%.Анализ на благородные металлы проб из метаультрабазит-базитовых пород Олондинского и Сутамскогорайонов, выявил высококонтрастные аномалии и шлихогеохимические потоки рассеяния палладия, платины и рутения [4, 6, 7]. Повышенные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) приурочены к дифференцированным силлам метагаббро-диабазовой формации. Аномально высокие концентрации ЭПГ присутствуют так же в породах метадунит-гарцбургитовых и метакоматиит-базальтовых формаций [4, 7].

Основная часть геохимических аномалий никеля, кобальта и хрома связана с породами ранне- и позднеархейских метадунит-гарцбургитовых формаций и образованным по ним диафторитам (серпентинитовым, карбонат-серпентиновым, хлорит-серпентин-антофиллитовым сланцам) [7]. Содержание никеля в породах этих формаций в среднем составляет 0,2-0,3%, и только на отдельных участках с массивным сульфидным оруденением установлены концентрации, превышающие 1%. Высокие содержания никеля в породах позднеархейской метадунит-гарцбургитовой формации сосредоточены в виде изоморфной примеси в породообразующих силикатных минералах. Определены три класса минералов, содержащих никель: силикаты - оливин, серпентин, хлорит; оксиды - хромит и магнетит; сульфиды - пентландит. С породами метадунит-гарцбургитовой, метагаббро-диабазовой и метакоматиит-базальтовой формациями пространственно сопряжены проявления медной минерализации трех типов: сульфидные медно-никелевые, медно-порфировые, медно-сульфидно-кварцевые и сульфидно-кварцевые [2, 4, 7].

Основным итогом работы является: обоснование перспектив никелевой, золоторудной и платиново-метальной рудоносности выделенных докембрийских ультрабазит-базитовых магматических формаций; определение металлогенического потенциала ранне- и позднеархейских ультрабазит-базитовых формаций; установление перспектив золото-, платино- и никеленосности отдельных районов с ранне- и позднеархейским ультрабазит-базитовым магматизмом,

Литература:

1. Березкин В.И., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н. и др. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы породраннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск, 2015. 459 с.

2. Глазунов О.М. Геохимические типы базит-гипербазитов, генезис и факторы локализации руд/ Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитовгранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов. Иркутск.Типогр. СПГО, 1990. С. 4-9.
3. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск.Наука, 1987. С. 3-141.
4. Жижин В.И. Геология и перспективы рудоносности докембрийского интрузивного базит-ультрабазитовогомагматизмаАлданского щита. Автореферат кандидатской диссертации. Иркутск. 1996. 22 с.
5. Кравченко А.А., Смелов А.П., и др. Геология и генезис докембрийских золотоносныхметабазитов центральной части Алдано-Станового щита. Якутск. ООО РИЦ «ОФСЕТ». С. 25-95.
6. Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Метагипербазиты интрузивного облика. /Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск. ЯНЦ СО АН СССР, 1990. С. 38-51.
7. Пуляев Н.А. Геохимическая специализация и перспективы рудоносности структурно-вещественных комплексов Сутамского блока Алдано-Станового щита. Автореферат кандидатской диссертации. Якутск. Изд-во ЯГУ, 2005. 21 с.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК

Савчук Ю.С.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, yurasavchuk@yandex.ru

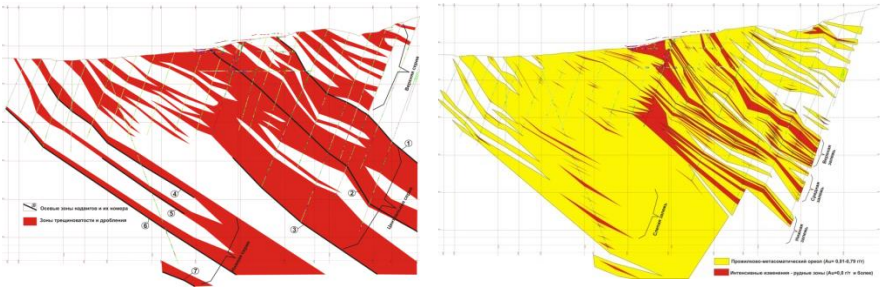
На месторождении Павлик разведано около 30 рудных зон, имеющих северо-западное простирание и мощность от 5–10 до 30–40 м. Рудные зоны представляют собой сочетание жил, прожилков, зон метасоматического и брекчиевидного окварцевания, связанных разнообразными взаимопереходами. Подземными горными выработками и буровыми скважинами вскрываются слепые рудные зоны. Зальбанды рудных зон не всегда четкие и определяются по данным опробования. Метасоматические изменения кварц-хлорит-серицитовые. Среди текстур руд преобладают прожилковые и вкрапленные, вблизи тектонических нарушений – бречиевые.

Рудная минерализация контролируется сложно построенной зоной тектонических нарушений. Для изучения последних и анализа размещения оруденения, использована фотодокументация керна скважин, любезно

предоставленная ОАО «Золоторудная компания Павлик». По фотодокументации керна скважин, пробуренных по разведочной линии 14 (выбрана в качестве опорной), выделяются два типа тектонических нарушений. Первый тип - это серии надвиговых зон, выраженных углеродистыми милонитами и имеющими стволовую мощность от первых метров, до 10 м и более (рис. 1.). Второй тип – это зоны объемной интенсивной трещиноватости, смятия и дробления, мощностью до 10 и более метров, с развитием мелких кварцевых и кварц-карбонатных прожилков (рис. 2). Оба типа тектонических нарушений развиваются взаимосвязано и, как правило, надвиговые зоны - осевые, окаймляют нарушенные блоки, а дробление развито в межнадвиговом пространстве. Такие особенности обусловили пологий, погружающийся на северо-восток под углами 40-45°, рудный штокверк (рис. 3).

Рис. 1. Углеродистые милониты надвига №1. Скважина 81410, инт.61-65м. Содержания золота в инт. 62-63м - 2,54г/т; в инт. 63-64м - 1,04г/т. Среднее содержание золота на мощность 2м - 1,79г/т.

Рис. 2. Зона мелкопрожилкового сетчатого окварцевания в диамиктитах. Скважина 81403, инт. 20-23м. Содержания золота: в инт.20-21м - 16,78 г/т; в инт. 21-22м - 1,05 г/т; в инт. 22-23м - 1,69г/т.



А Б

Рис. 3. Разрез по разведочной линии 14. А - зоны надвигов (черные линии) и объемной трещиноватости (красная заливка); Б - интенсивность прожилково-метасоматических изменений (желтым цветом – прожилково-метасоматический ореол Au=0,01-0,79г/т; красным цветом – интенсивные изменения –рудные зоны Au=0,8г/т и более).

В целом, в объеме месторождения, рассмотренные выше типы разломов группируются в серии (рис. 3. А). Выделяются: верхняя серия, представленная пологими зонами дробления небольшой мощности; центральная серия, связанная с тремя осевыми надвиговыми структурами (№1, 2, 3) и окаймляющими их мощными зонами трещиноватости и дробления; нижняя серия – выраженная несколькими (№ 4, 5, 6, 7) надвиговыми структурами. На этой основе проведен анализ размещения рудной минерализации в разрезе месторождения (рис. 3.Б). Здесь выделяется ореол прожилково-метасоматической проработки, развитый шире тектонически нарушенного блока пород. Этот ореол наиболее плотный и однородный в центральной части и распадающийся на отдельные узкие «языки» на западном фланге и в верхней части, где проявлена верхняя серия нарушений. Наиболее интенсивные изменения (соответствующие рудным зонам) развиты внутри центральной серии нарушений. Основой здесь являются зоны трех надвигов, с дроблением между ними и, соответственно, выделяются нижняя, средняя и верхняя залежи. Эти рудные залежи имеют пологий струйный характер внутри ореола, причем выделяются крупное основное тело и вокруг серии более мелких рудных тел.

Также интенсивные изменения проявлены и в пределах нижней серии нарушений, причем золотая минерализация развивается непосредственно в связи с зонами надвигов, образуя слепые пологие залежи. Такое размещение рудных залежей относительно осевых надвиговых структур позволяет

предположить, что последние являлись путями проникновения рудоносных гидротермальных растворов, которые приводили к проработке значительных блоков нарушенных пород. Подтверждением рудоподводящей роли надвигов является присутствие вкрапленной сульфидной минерализации и почти повсеместно установленные повышенные содержания золота в этих структурах (рис. 1).

Для выявления предполагаемых трасс палеофлюидопотоков проведена статистическая обработка данных опробования керна разведочных скважин на линиях 10-19 (рис. 4.). Мощности рудных интервалов умножаются на среднее содержание и суммируются по каждой скважине. Полученные суммы выносятся на план и отстраиваются изолинии (м*г/т). Выделенные области максимальных значений вытянуты по направлению трасс палеофлюидопотоков на юг и юго-запад. Корневые части палеофлюидопотоков перспективны на наиболее мощное и интенсивное оруденение. Следовательно, полученные данные могут служить дополнительным обоснованием направления первоочередных геологоразведочных работ.

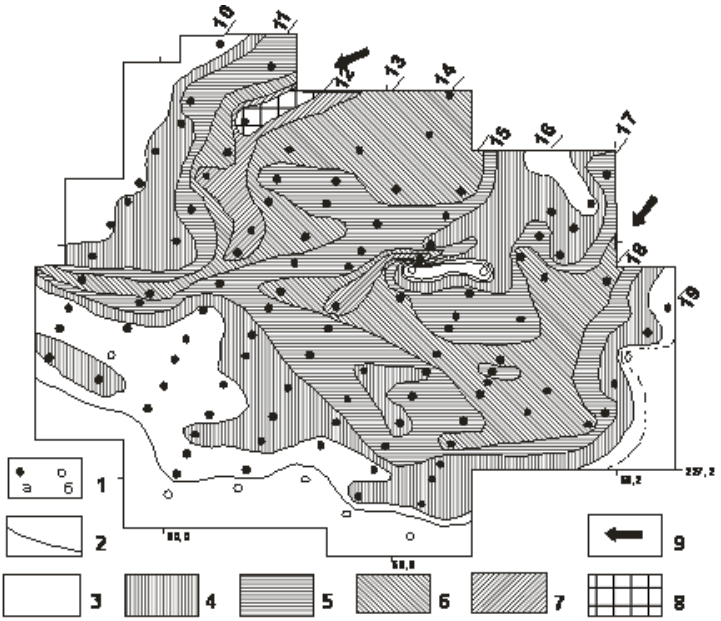


Рис. 4. Схема положения и ориентировки палеофлюидопотоков по данным опробования разведочных скважин (проекция на горизонтальную плоскость).

1 – Скважины, пробуренные по разведочным линиям (номера вверху): с рудными интервалами (а) и безрудные (б); 2 – граница распространения рудной минерализации в скважинах; 3 – 8 – площади развития различных значений интенсивности оруденения (суммированные м*г/т по скважинам): 3 - 1 - 9 м*г/т; 4 – 10 – 49 м*г/т; 5 – 50 - 99 м*г/т; 6 – 100 - 199 м*г/т; 7 – 200 - 299 м*г/т; 8 – 300 и >300 м*г/т; 9 – предполагаемое направление миграции рудоносных гидротерм – палеофлюидопотоков.

Работа выполнена по Программе №48 «Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения».

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ЗОЛОТОНОСНОСТИ ПОЛЯРНИКСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (Р. АДЫЧА)

Скрябин А.И.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
geo@yakutia.ru

Геологическое строение, магматизм и металлогения Верхнеадычанского района рассматривалось в ряде публикаций [2, 5]. В целом по району за 60 лет исследований было выявлено около 40 промышленных россыпей и несколько золото-сурьмяных месторождений (Сентачан и другие). За этот период добыто около 43 т золота из россыпей, в том числе из Полярникского узла 10 т, Ченкеленьинского 7,5 т, из Лазовской группы террасовых месторождений Адычи свыше 13 т и из мелких россыпей 12,5 т., а рудник Сентачан дал 6 т металла[1]. Топоминералогический анализ самородного золота показал о возможности выявления латеральной зональности типов золотого оруденения [3, 4]. Ниже приводятся результаты более детального изучения золотоносности одного из промышленно важных узлов района.

Полярникский рудно-россыпной узел расположен в слабо ороговикованных породах на удалении от массива гранитоидов и в контуре аэромагнитной аномалии, что свидетельствует о приуроченности

его к куполу невскрытого плутона [5]. Обнаружены единичные дайки диорит-порфиритов и андезитовых порфиров протяженностью 200 –1200м и мощностью менее 1-2м. Разрывные нарушения имеют северо-восточное и северо-западное простирание. Протяженность их до 3 –4 км.

В 1941 г Г.П. Сениным была установлена россыпь в пойме руч. Полярник. В 1942 г были выявлены россыпи по ручьям Террасный –1, 2 и 3. При проведении геолого-съёмочных работ в масштабе 1: 50 000 в 1959 г. В.А. Лаврухиным было открыто рудопроявление Полярник, где в 1966 г Е.Ф. Черепановым были выполнены канавные работы. С 1967 г. Адычанская ГРП ВИГРЭ проводила разведку террасовых россыпей ручьев Полярник и Террасный-1 и 2. Эти россыпи, как и погребенные Ченкеленья и Тараканий, по Ал. Г. Савченко, относятся к плиоцен-раннечетвертичному времени.

По В.А. Лаврухину (1960 г), рудное поле «Полярник» представляет собой штокверковую зону шириной до 300 м и протяженностью до 1100-1200 м с северо-восточным простиранием кварцевых жил. Мощность их от долей до 40 см. реже до 0.7 –1,2 м. Выделяют также зоны прожилкования, имеющие ширину до 0,5- 2,5 м, редко до 12 м. Рудные минералы представлены арсенопиритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, касситеритом и золотом. В рудных протолочках обнаружен шеелит (до 5 % в шлихе). Вторичными минералами являются: скородит, англезит, гетит и гидрогетит. Отмечаются хлорит и анкерит. Золото встречается, в основном, в анкерите и на контакте его с арсенопиритом. Содержание его 0,05 – 0,5% г/т, редко 1,5 – 3, г/т, единично – 12,4 г/т. Выделяют стадии минерализации: первая: кварц+арсенопирит+пирит +(шеелит?); вторая: кварц+халькопирит+ галенит+ золото-1 (гипогенное); третья: вторичные минералы + золото-2. Наиболее распространены комковидные выделения золота с размерами от менее 0,1 мм до 2,5 мм (к-21). Химический состав золота (А.М. Сулейманов и др.,1977 г.) имеет свои особенности. Микрохимический анализ показал наличие примесей сурьмы, меди и железа, а практически не отмечаются мышьяк, висмут, марганец, олово, цинк и теллур. Это является редкостью. По этому анализу выявлено золото низкопробное:

510, 475 (электрум), 592; 653, 3 (зелено-желтое); 677,6 (светло-желтое). Принятое среднее значение 581 (рис. 1).

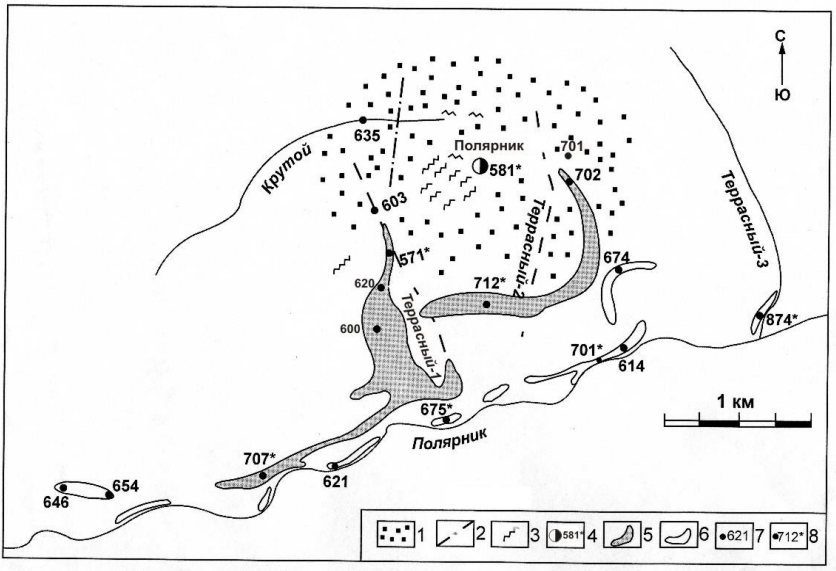


Рис. 1. Связь россыпей золота бассейна руч. Полярник с оруденением золото-редкометалльного типа (р. Адыча). Составлен автором по материалам (Е.Ф. Черепанов, 1966; А.М. Сулейманов и др., 1977г; Ю.С. Ярослав, 1987г). 1-ороговикованные породы; 2 – разрывные нарушения; 3 – кварцево-жильные образования; 4 – рудопроявление Полярник и пробность золота; 5 –погребенные россыпи; 6 – русловые россыпи каньона руч. Полярник; 7 –8 - пробность золота: 7-по пробирному анализу; 8 – по микрохимическому анализу.

В бассейне руч. Полярник при его длине 25- 27 км промышленная россыпь в современной долине и на террасе 60 м находится в 4 - 5 км от устья. Погребенная россыпь руч. Террасный- 1. Верхняя часть ее является долинной, а ниже Л-13 залегает на цоколе террасы. Погребенная терраса руч. Террасный-2 и т- 90 м руч. Полярник имеют ширину россыпи 10 – 165м, мощность торфов -15,7м и мощность песков 1,54м. По элементам–примесям (сурьмы, медь и железо) россыпное золото не отличается от коренного золота. В целом, золото низкопробное (512 –707) с некоторым повышением (874) в руч. Террасовый-3. Преобладает золото мелкое (0,6-0,9мм). Однако относительное укрупнение (1,5 – 2,0 мм) наблюдается в

погребенной россыпи руч Террасный –2 и в русловой каньона Полярник (Террасный –3 и Икс) Это обусловлено увеличением выхода фракций 2-4 мм (таблица).

Таким образом, рассматриваемый Полярникский и, ранее изученный Ченкеленьинский, рудо-россыпные узлы [4] оказались аналогичными по геолого-структурным особенностям, наиболее благоприятными условиями для коренных источников золото-редкометалльного типа, по характеру золота (пробности и крупности) и по количеству добытого металла из россыпей.

Таблица 1

Пробность и гранулометрический состав золота в россыпях Полярникского рудно-россыпного узла

№	Россыпи	Пробность золота,‰	Круп-ность,*мм	Фракции золота, %					
				< 0,25	0,25	0,5	1,0	2-4	> 4
1	Погребенная Террасный –1 (л.-18)	512-691* (571*)-средн.	0,8	6,3	21,2	39,4	25,9	7.2	-
	То же (л.-10)	620*	0,85	3,6	25,5	48,1	18,5	4,3	-
	То же (л.-6)	547-691* (600*)	0,8	0,8	12,0	51,7	28,3	7,0	-
2	Погребенная (Террасный –2) и т- 90м (Полярник), проба №223	731*	0,8	0,6	17,6	61,2	18,5	2,1	
	проба №224	693,6*	1,5	0,1	3,5	48,8	40,2	14,4	
3	Терраса руч. Крутой	634-678*; 35п							
4	Каньон руч. Полярник:								
	-устье Террасный -3	874*	2,0	0,4	3,5	9,5	16,9	67,7	-
	-устье Икс	670*;747*;837*	1,5	0,6	10,1	32,7	27,9	28,7	-
	- устье Террасный -2	701*	0,9	2,1	20,2	31,5	24,2	22,0	-
	- устье Террасный-1	675*	0,6	2,8	23,0	37,0	18,0	18,7	-
5	т-2-5 м руч. Полярник	707*	0,8	3,1	27,5	49,2	10,8	9,4	-

Примечание: среднее значение пробности золота: 676 - по микрохимическому и 635 -пробирному анализам.*

Литература:

1. Клюнников В.И. Некоторые особенности методики геолого-экономической россыпных месторождений золота Адычанского района // Вестник Госкомгеологии (материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха), - Якутск: 2002, № 2 (3) – С.54 –56.

2. Рожков И.С., Флеров Б.Л., Бородянский А.И. Геологическое строение и металлогения Верхнеадычанской зоны // Геология россыпей Якутии – М.: Наука, 1964. – С. 167 –181.

3. Скрябин А.И. Топоминералогический анализ и зональность золотого руденения Верхнеадычанского района // Вестник госкомгеологии (материалы по

геол. и полезн. ископ. Республики Саха) - Якутск: Госкомгеология РС (Я),- 2002, №1 - С.75 –81.

4. Скрябин А.И. Золото-редкометалльное оруденение как коренной источник промышленных россыпей в Ченкеленьинском рудно-россыпном узле (Адыча) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. (материалы Всероссийской научно-практической конференции). Том 1. Якутск: 2017. – С.–187-191.

5. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Олово-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. – М.: Наука, -1979. – 276с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА РУД ТОМТОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ЕГО НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

Слепцов А.П.[1], Рылов Д.А.[1], Толстов А.В.[2]

1 – АО «Якутгеология», г. Якутск, sleptsoffap@gmail.com

2 – НИГП АК АЛРОСА (ПАО), tolstovav@alrosa.ru

Несмотря на хорошую изученность массива Томтор [2], многие вопросы генезиса уникально богатых руд до сих пор дискуссионны. В последние годы появляются новые воззрения на их происхождение, которые требуют заново пересмотреть геолого-геохимические особенности массива [1, 3, 5].

Рудный пласт приурочен к верхней части разреза гипергенного комплекса, выделенного в каолинит-крандаллитовом горизонте глубокой (латеритной) коры выветривания массива Томтор. Очевидно, что в образовании руд в корах выветривания основную роль сыграли три главных процесса: латеритное корообразование по первично-рудоносному субстрату (карбонатитам рудной группы), переотложение материала кор выветривания и их эпигенетическое преобразование [1].

В позднедевонское время массив Томтор был выведен на поверхность и на рубеже девонского-каменноугольного периодов при благоприятных ландшафтно-геохимических условиях и климате подвергался латеритному выветриванию. Интенсивность его зависела от структурно-тектонической обстановки и исходного состава пород. На породах алюмосиликатного состава продукты кор выветривания имеют каолинит-гидрослюдистый состав, а мощность их не превышает 20-30 метров.

Максимальным преобразованиям подверглись неоднородные по вещественному составу рудоносные карбонатиты [2], в результате чего на

них сформировались рудоносные коры железисто-фосфатного состава мощностью от 100 до 300 м и более. Процессы корообразования сопровождались явлениями усадки материала кор и образованием просадочных структур. При этом происходило перераспределение вещества кор выветривания с переносом его на незначительные расстояния и переотложение наиболее обогащенного рудными минералами (пирохлор, монацит, ксенотим и др.) материала в погруженные участки, что обусловило появление в центральной части массива Томтор трех участков (Северный, Буранный и Южный), обогащенных рудными минералами. В пермское время эти депрессии были заполнены пресноводными водоемами с накоплением угленосных отложений. Вследствие этого продукты кор выветривания, сформировавшиеся в окислительных условиях, подвергались воздействию бескислородных вод, что привело к радикальному изменению в верхней части разреза коры выветривания окислительных условий на восстановительные и, соответственно, последовательной смене этапов в истории развития гипергенного комплекса [2].

В восстановительный этап, вследствие выноса подвижных в восстановительной геохимической обстановке Fe2+ и Mn2+, являющихся породообразующими в латеритной коре выветривания и неподвижных рудных элементов (Nb и TR) происходил рост концентраций последних из-за уплотнения гипергенного материала и сокращения объема. В то же время ниже этого горизонта, представляющего собой зону выноса подвижных элементов, на восстановительном геохимическом барьере формировалась зона цементации (сидеритовый горизонт).

Таким образом, формирование переотложенных кор выветривания – результат длительного воздействия эндогенных и экзогенных факторов. Поверхность кровли рудного пласта в её современном виде сформировалась в результате проявления эрозионных процессов в среднем-позднем палеозое и раннем мезозое, а поверхность его подошвы является следствием проявления эпигенетических процессов восстановительного характера, проявившихся в промежуток времени от нижней-верхней пермидо нижней юры. В результате проявления этих различающихся по генезису процессов границы рудного пласта с перекрывающими пермскими угленосными отложениями и юрскими морскими песчано-глинистыми осадками фиксируется чёткая геологическая граница.

С подстилающими породами коры выветривания чёткая геологическая граница устанавливается не всегда, изредка отмечается постепенный переход руд к породам сидеритового или франколитового горизонтов.В то же время, имеется ряд фактов, свидетельствующие о вероятной связи формирования богатых руд месторождения с гидротермальными сульфатарно-фумарольными процессами, с которыми обычно связанообразование низкотемпературных метасоматитов – аргиллизитов, для которых характерны те же минералы, что и для кор выветривания – каолинит, галлуазит, иллит, монтмориллонит, диккит, карбонаты, кварц; второстепенные и акцессорные минералы – гематит, пирит, флюорит, барит, рутил, минералы Mn.

Кроме Томтора Nb-TR-P руды встречены в субмеридиональных зонах дробления вне массива (проявление Чымара и др.). Для этих проявлений характерна сульфидная полиметаллическая минерализция, сопровождаемая глинистыми минералами, которая может быть связана с аргиллизитовой формацией гидротермального процесса. Эта зона, судя по характеру гравитационного поля, пересекает и сам массив. Однако изученность ее остается на уровне 70-х – 80-х годов прошлого века и не позволяет расширить ее перспективы, что требует, несомненно, исправления.

Таким образов, в формировании богатых Nb-TR руд существенную роль играли гидротермальные процессы, вероятно связанные с завершающим этапом тектономагматической активизации, сформировавших также массивы щелочно-ультраосновных пород, а не только в результате переотложения рудной минерализации гипергенными процессами. В последние годы также появились данные, позволяющие говорить о биохимической составляющей образования уникальных пирохлор-монацит-крандаллитовых руд [1]. В целом, образование богатых Nb-TR руд Томторского месторождения обусловлено необыкновенными масштабами эндогенного оруденения в щелочно-ультраосновных-карбонатитовых образованиях, длительностью истории становления массива и широтой проявленности процессов гипогенного (гидротермального), гипергенного, эпигенетического и биогенного процессов.

В последние годы появляются все новые данные, свидетельствующие о более широком наборе полезных компонентов, на которые следуют

обращать внимание при проведении работ, и, в первую очередь, марганца и благороднометального оруденения [4, 6]. Полученные новые результаты диктуют необходимость более детального изучения минерагении ультраосновных-щелочных карбонатитовых образований (УЩК) Уджинской провинции и всего Севера Сибирской платформы, включая Маймеча-Котуйскую провинцию УЩК. Необходимо более тщательное изучение геохимических особенностей и специализации всех коренных силикатных пород, карбонатитов рудоносной формациив этом регионе, а также продуктов их гипергенеза и эпигенеза. Это касается, в первую очередь, известных массивов (Томтор, Богдо, Чимара). Однако, учитывая наличие невскрытых массивов УЩК на обширной территории северо-запада Якутии, эти исследования, несомненно, позволят обосновать перспективы выявления новой минерагенической провинции с потенциально колоссальными ресурсами не только Nb-TR сырья, но и благороднометального оруденения.

Литература:

1. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л. и др. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1080-1115.

2. Лапин А.В., Толстов А.В. Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенезакарбонатитов и их рудоносность // Геол. рудн. мест. 1991. Т. 33. № 4. С. 81-91.

3. Округин А.В., Толстов А.В. Петрогеохимическая характеристика сиенит-щелочно-ультраосновного силикатного комплекса пород Томтосркого массива (Северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 56-66.

4. Слепцов А.П., Толстов А.В., Баранов Л.Н. Новый взгляд на полезные ископаемые Томторского рудного поля. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: материалы конференции. 2016. Якутск. Изд. дом СВФУ. С. 271-275.

5. Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор (С-З Якутия) // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 91–100.

6. Толстов А.В., Баранов Л.Н., Лазарева Е.В., Карманов Н.С. Первые данные о благороднометальноморуденении массива Томтор // Геология и минерально-сырьевые ресурсы с-в России: материалы конференции. Якутск. СВФУ. 2017. Т. I. С. 462-467.

ПРОДУКТИВНОСТЬ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДНО-РОССЫПНЫХ УЗЛОВ ПРИАМУРЬЯ

Степанов В.А.[1], Мельников А.В.[2]
1 – Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, vitstepanov@yandex.ru
2 – Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, anton_melnikov72@mail.ru

Почти 150 летние поисковые и геологоразведочные работы в Приамурье привели к открытию полутора тысяч россыпных и десятков рудных месторождений, из которых добыто около 1300т золота, в том числе 180т из рудных месторождений [1, 2]. В последние десятилетия из-за истощенности россыпей большое внимание уделялось эксплуатации рудных месторождений, благодаря чему Амурская область вышла на второе место в России по добыче золота.

Месторождения и россыпи составляют Приамурскую золотоносную провинцию, одну из крупнейших в России. Провинция представляет собой зону позднемезозойской коллизии геоблоков юго-восточного обрамления Сибирского кратона (Алдано-Становой геоблок) и Амурского композитного массива (геоблока) с зажатой между ними Монголо-Охотской складчатой системой. В составе Приамурской провинции выделены девять металлогенических зон, в которых расположено 80 рудно-россыпных узлов (РРУ) (рис. 1).

По сумме добытого рудного и россыпного золота (продуктивности), нами выделены высоко (добыто более 50т), средне (10-50т) и низко продуктивные (менее 10т) РРУ. В расположении узлов видны определенные закономерности. Высоко продуктивные узлы приурочены к металлогеническим зонам, слагающим ядро провинции. В этих же зонах сосредоточена и основная масса РРУ средней продуктивности (12 из 16). В металлогенических зонах периферических частей провинции преобладают РРУ с низкой продуктивностью.

Наибольший интерес, как аномально высокие вспышки в пределах провинции золотой минерализации и образованных за ее счет россыпей, представляют собой высоко продуктивные узлы. Из них добыто 834.6т золота, что составляет 63.6%, или почти две трети от общей добычи золота в провинции. Доля рудного золота (165.1т) составляет 91.7%. Суммарное про-

изводство золота в узлах колеблется от 46.6 (Кербинский узел) до 209.4т (Соловьевский). Средняя добыча в пределах одного узла равна 92.7т.

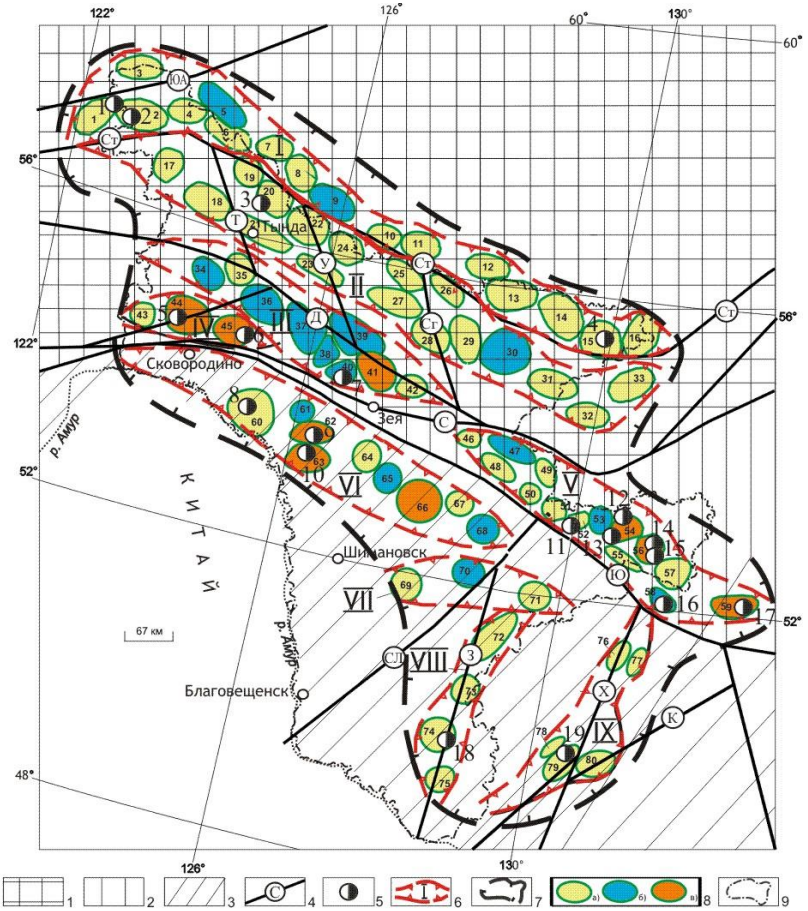


Рис. 1. Продуктивность рудно-россыпных узлов Приамурской золотоносной провинции.1-3 – геоблоки: 1 - Алдано-Становой; 2 – Монголо-Охотский; 3 – Амурский; 4 – региональные разломы (ЮА – Южно-Алданский, Ст – Становой, Т – Тунгурчанский, С – Северо-Тукурингрский, Ю – Южно-Тукурингрский, Д – Джелтулакский, У – Унахинский, СГ – Сугджарский, З – Западно-Туранский, СЛ – Селемджинский, З – Западно-Туранский, Х – Хинганский, К – Курский); 5 – золоторудные месторождения и их номера (1 – Ледяное, 2 – Скалистое, 3 – Бамское, 4 – Колчеданный Утёс, 5 – Березитовое, 6 – Кировское, 7 – Золотая Гора, 8 – Буринда, 9 – Пионер, 10 – Покровское, 11 – Маломыр, 12 – Токур, 13 – Сагур, 14 – Харга, 15

– Албын, 16 – Буровое, 17 – Кербинское, 18 – Прогнозное, 19 Нони); 6 – металлогенические зоны и их номера (I – Южно-Якутская, II – Северо-Становая, III – Джелтулакская, IV – Янканская, V – Джагды-Селемджинская, VI – Северо-Буреинская, VII – Чагоян-Быссинская, VIII – Туранская, IX – Восточно-Буреинская, 7 – контур Приамурской провинции; 8 – рудно-россыпные узлы и их номера: а) низко продуктивные (1 – Китемяхтинский, 2 – Каларский, 3 – Ханийский, 4 – Юкталийский, 6 – Чильчинский, 7 – Верхнеалданский, 8 – Беркакитский, 10 – Верхнесутамский, 11 – Среднесутамский, 12 – Алгаминский, 13 – Чапский, 14 – Окононский, 15 – Сологу-Чайдахский, 16 – Кун-Маньёнский, 17 – Балыктахский, 18 – Лопчинский, 19 – Тогунасский, 20 – Бамский, 21 – Ларбинский, 22 – Лапринский, 23 – Штыкжакский, 24 – Малогилюйский, 25 – Верхнебрянтинский, 26 – Утугайский, 27 – Среднебрянтинский, 28 – Мульмугинский, 29 – Бомнакский, 31 – Купуринский, 32 – Удыхынский, 33 – Чогарский, 35 – Хорогочинский, 42 – Журбанский, 43 – Уркинский, 46 – Долбырьский, 48 – Туксинский, 49 – Дугдинский, 50 – Норский, 51 – Эгорский, 52 – Маломырский, 55 – Огоджинский, 57 – Восточно-селемджинский, 60 – Буриндинский, 64 – Умлеканский, 67 – Адамихинский, 69 – Чагоянский, 71 – Быссинский, 72 – Исинский, 73 – Алеунский, 74 – Симичинский, 75 – Архаринский, 76 – Иорикский, 77 – Ургальский, 78 – Верхнеушмунский, 79 – Нонинский, 80 - Верхнегуджальский), б) средне продуктивные (5 – Кабактанский, 9 – Верхнетимптонский, 30 – Сугджарский, 34 – Уркиминский, 36 – Джелтулакский, 37 – Талгинский, 38 – Успенский, 39 – Иликан-Унахинский, 40 – Золотогорский, 47 – Унья-Бомский, 53 – Верхнестойбинский, 58 – Софийский, 61 – Игакский, 65 – Ясненский, 68 – Сохатиный, 70 - Нижнеселемджинский), в) высоко продуктивные (41 – Моготский, 44 – Березитовый, 45 – Соловьёвский, 54 – Токурский, 56 – Харгинский, 59 – Кербинский, 62 – Улунгинский, 63 – Тыгдинский, 66 - Октябрьский); 9 – граница Амурской области.

РРУ средней продуктивности почти вдвое больше – 16. В этих РРУ добыто около 356.3т главным образом россыпного золота, что составляет 27.2% от общего производства золота провинции. Доля рудного золота невелика (1.6%). Средняя продуктивность составляет 22.8т.

Остальные 55 РРУ обладают низкой продуктивностью. В 7 из них добыча золота не производилась. В этих узлах добыто около 121т золота, что составляет 9.2% от общей добычи золота в провинции. Средняя продуктивность одного узла составляет 2.16 т.

Высоко продуктивные и большая часть средне продуктивных РРУ приурочены к центральной, приядерной части провинции. Из них в сумме добыто около 90% всего золота провинции, в том числе более 90% рудного золота. Эти узлы входят в состав Северо-Буреинской, Янканской, Джелтулакской и Джагды-Селемджинской металлогенических зон, наиболее

насыщенных золотым оруденением и россыпями. К северу и юго-востоку от центральной части провинции располагаются периферические металлогенические зоны (Северо-Становая и Южно-Якутская к северу, Чагоян-Быссинская, Туранская и Восточно-Буреинская к юго-востоку) с меньшим потенциалом золотого оруденения и россыпей. Выявленная металлогеническая зональность указывает на единство провинции, которую можно рассматривать как одну из наиболее крупных геохимических аномалий золота Дальнего Востока.

Добыча золота в Приамурье за почти 150 лет постоянно и стабильно возрастала, а максимальная добыча на уровне 20-30т происходила в последние несколько лет [1]. В целом золотоносный потенциал провинции при добыче в 1300т оценивается нами в 3-5 тыс. т. При определении приоритетных геологоразведочных работ на золото в провинции следует учесть то, что россыпной потенциал в значительной мере исчерпан и основное внимание следует уделить выявлению, разведке и эксплуатации рудных месторождений.

Площади высоко продуктивных РРУ, зарекомендовавших себя в течение длительного времени в как основные продуценты золота, рекомендуются в качестве первоочередных для постановки геологоразведочных работ на рудное золото.

Литература:

1. Степанов В.А. Перспективы золотоносности Приамурской провинции // Руды и металлы. 2013. № 1. С. 25-32.

2. Степанов В.А., Мельников А.В., Моисеенко В.Г. Анализ продуктивности месторождений золота Приамурской провинции // ДАН. 2016. Т. 470. № 6. С. 696-700.

КАЛИЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ТИПА – ИХ РОЛЬ И МЕСТО В ПРОИСХОЖДЕНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ РУДОНОСНЫХ МАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Уютов В.И.

ЗАО «Инвестцветмет», г. Москва, vuyutov@preramet.com

В процессе конструирования непротиворечивых моделей рудоносных систем особая роль и место принадлежит регионально проявленной в границах Алдано-Станового щита щелочной флюидной гиперсистеме интра-

теллурического происхождения. Её вещественным выражением служат низкотемпературные существенно калишпатовые, феррокарбонат-калишпатовые и пирит-карбонат-калишпатовыеметасоматиты (гумбеиты) регионального типа.

Доказательствами интрателлурического (немагматогенного) происхождения метасоматитов служат:

- весьма значительные территориальные масштабы проявления метасоматитов в границах Алданского щита от Южного Верхоянья до Кадаро-Удоканской впадины;
- огромные объёмы метасоматитов, превышающие объёмы магматических масс в доступном изучению срезе;
- независимость состава метасоматитов от состава пространственно ассоциирующих с ними мезозойских изверженных пород, а также присутствие метасоматитов за пределами мезозойских магматических центров;
- стабильный возрастной диапазон формирования главных объёмов калиевых метасоматитов, определяющий их положение в начале третьего (позднеюрского-раннемелового) этапа тектоно-магматической активности;
- чрезвычайно специфические и легко опознаваемые структурно-вещественные особенности метасоматитов, заключающиеся в их простом и однообразном минеральном составе (низкотемпературный ортоклаз, феррокарбонат, пирит, кварц, флюорит) и афанитовом, криптозернистом облике;
- принципиальная независимость конечных продуктов метасоматоза от состава замещаемых субстратов (уникальная всезамещаемость);
- низкотемпературный (100-280° в среднем 130-150°) диапазон формирования метасоматитов;
- характерные особенности химизма метасоматитов, заключающиеся в весьма значительном привносе прежде всего калия, а также углекислоты, сульфидной серы, железа, фтора, определяющие углекисло-водородно-калиевый профиль региональной метасоматической системы;
- характерная геохимическая специфика метасоматитов, выраженная, прежде всего, повышенными концентрациями U, Au, Ag, Mo, F, которые определяют главные черты мезозойской металлогении Алдано-Станового щита.

По своим масштабам эта флюидная система может рассматриваться как гиперсистема. Подобные системы, по мнению Ф.А. Летникова, характерны

для участков континентов с наиболее зрелой литосферой с мощным гранитогнейсовым слоем, как это имеет место на Алданском щите.

С позиций иерархии мезозойских рудоносных систем региональные калиевые метасоматиты адекватно соответствуют рудной системе ранга металлогенической области и, одновременно, являются наиболее общим выражением мезозойских вещественных процессов в её границах, а также носителем генетических кодов в отношении происхождения всего разнообразия мезозойских изверженных пород Алданского формационного ряда и рудной минерализации.

Огромный металлогенический потенциал, заключённый в генетически самостоятельной геохимически специализированной щелочной калиевой системе подлитосферного уровня, проявлен как в самостоятельной форме, в частности, в виде месторождений интрателлурического (орто-пневматогидротермального, Иванкин, 1991) металлогенического ряда, так и через посредство дочерних рудно-магматогенных систем различного ранга, возникших при участии этой системы.

Уникальные по своим масштабам месторождения золото-молибденит-браннеритовой формации «эльконский тип» и золото-пирит-адуляр-кварцевой формации «куранахский тип» относятся к интрателлурическому (немагматогенному) классу и являются непосредственными производными этой глубинной системы, образованными в результате её закономерной эволюции по стандартной схеме прогрессирующей силификации. Учитывая комплементарный характер этих месторождений, они могут рассматриваться в качестве двух субформаций единой молибденит-золото-браннерит-гумбеитовой формации. В тоже время, комплексный характер этой формации позволяет на полном основании рассматривать её в качестве базовой формации (Сидоров и др., 2011) для всего Алданского рудно-формационного ряда.

К магматогенным (дочерним) рудным формациям и соответствующим рудным системам в пределах Центрально-Алданской рудно-магматической системы (ЦАРМС) относятся мелкие и средние месторождения золото-порфировой формации (месторождения Мусковитовое, Новое), ассоциирующие с лейцитит-щелочносиенитовой формацией; месторождения золото-сульфидно-кварцевой (Лебединское, Колтыконское, Самодумовское, Радостное) и золото-порфировой (Гарбузовское, Самолазовское) формаций, а также мелкие месторождения и рудопроявления молибдена (Дьяхтарское, Турукское), связанные с магматизмом монцонит-

сиенитовой формации (Максимов, Уютов, 2010). Каждая из дочерних систем магматогенного типа обладает близким видовым набором минеральных форм, незначительно (на уровне тенденции) различаясь их количественными вариациями. Так, с ассоциациями монцонит-сиенитового типа усиливается молибденовая тенденция, а лейцитит-щелочносиенитового типа – редкометальная. Универсальный («сквозной») характер дочерних рудных систем в отношении главных рудных элементов (золото, серебро, молибден, уран,) и постоянное присутствие в рудообразующих системах всех типов фтора (флюорита – своеобразной «генетической метки») выразительно подтверждает высказанное Ф.Л. Летниковым (1999) соображение, в соответствии с которым, несмотря на возможные локальные трансформации исходных флюидов, ***«первичная рудно-геохимическая специализация исходных гиперсистемостаётсяотражённой в составе иерархически соподчиненных ей флюидных систем более низких порядков».***

Опыт изучения собственно магматического аспекта рудно-магматогенных систем на примере Центрально-Алданской магматогенно-рудной системы (ЦАРМС), а в равной мере и АЩ, в целом, приводит нас к заключению о генетическом единстве ассоциаций мезозойских изверженных пород Алданского формационного ряда, обусловленном их формированием в потоках щелочных калиевых флюидов интрателлурического типа.

Теоретические основы концепции магмато- и петрогенезиса в потоках растворов и энергии подкорового происхождения заложены в работах Д.С. Коржинского и наиболее последовательно развиты в работах Ю.А. Кузнецова, И.М. Волохова, Ф.А. Летникова. Калиевая специализация флюидов регионального типа полностью решает проблему калия при формировании родоначальных базальтовых магм различной (калиевой) щелочности, а именно, магмы лейцитовых базальтов, ортоклазовых базальтов и трахибальтовой, ответственных за формирование, соответственно, фойдовых, щелочно-сиенитовых и монцонит-сиенитовых рядов дифференциации (Билибин, 1940).

Одним из главных вопросов в проблеме генезиса метасоматитов регионального типа является вопрос об источнике калия в метасоматической системе.

Большая группа гипотез связывает источник калия (и других компонентов интрателлурических флюидов) с дегазацией глубин мантии (Д.С. Коржинский, Ю.С. Кузнецов, И.М. Волохов, Ф.А. Летников, и др.) или с импульсной дегазацией жидкого земного ядра (Маракушев и др,

1997). Причиной вспышки региональной флюидной калиевой активности, является мощный энергетический импульс, сопряжённый с разрядкой флюидного давления в жидком земном ядре, положивший начало мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации Земли.

Литература:

1. Билибин Ю.А. О генезисе щелочных пород // Зап. ВМО. 1940.Сер.2, ч.69, вып. 2-3. С.228-248.

2. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. О типизации рудообразующих систем // Геол. руд. мест. №5.1991. С.3-12.

3. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.Н. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия)// Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3-26.

4. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. // Вестник ОГГГГН РАН, №4, 1999. Т.1. № 4(10). С. 5-20. Т. 1. № 4(10). С. 5-20.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА И ЗОЛОТА В ПОРОДАХ ИНТРУЗИЙ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ПРИЧИНЫ "ПОТЕРИ" ЗОЛОТА В УНИКАЛЬНЫХ AU-AG РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ

Филимонова Л.Г.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, flg@igem.ru

Дукатское рудное поле, с одноименным AuAg месторождением, в котором запасы серебра в сотни раз превышают запасы золота (соответственно около 17 000 и 40 т), расположено на Северо-Востоке России в области древнего субмеридионального Балыгычан-Сугойского прогиба, пересекающего мезозойский Велигинский террейн и поперечные к его простиранию надсубдукционные вулкано-плутонические пояса: островодужный юрско-раннемеловой Удско-Мургальский и краевой позднемеловой–палеогеновый Охотско-Чукотский [1]. Площадь рудного поля ограничивается дуговыми и линейными нарушениями интрузивно-купольной структуры. В ее строении преобладают угленосные раннемеловые вулканогенно-осадочные толщи с ультракалиевыми, риолитами аскольдинской свиты. Позднемеловые стратифицированные толщи распространены на флангах [2, 3]. Вулканогенно-осадочная толща прорвана овальными, дуго-

образными интрузиями лейкогранитов-невадитов, сопряженными пластовыми телами риолитов, редкими телами диоритовых порфиритов, габброидов, а также породами многофазовой интрузии, удаленными на 960–1320 м от поверхности.

Продуктивные кварц-хлорит-адуляровые, кварц-родонитовые рудные тела с Ag/Au – 350–450, редкие минеральные парагенезисы с золотоносными железистыми сульфидами месторождения Дукат располагаются в ортогональном тектоническом блоке северной части рудного поля [2, 3, 4]. Среди пород рудоносного блока преобладают пластовые тела калиевых риолитов, их обогащенные углеродистым веществом разновидности-туффизиты, опережающие, сопровождающие формирование рудных тел. Близкие значения Rb-Sr и Ar-Ar возрастов жильных минералов рудных тел (90–70 млн. лет), субвулканических интрузивных тел, обрамляющих рудоносный блок, и порфировидных лейкогранитов глубинной интрузии (90-80 млн. лет) показывают возможность формирования субвулканических тел и гидротермальных руд в рамках единой магматогенно-гидротермальной системы, длительно развивавшейся в рамках рудного поля [2, 3, 4 и др.].

Многолетние исследования минерального состава пород субвулканических интрузий Дукатского рудного поля показали, что они содержат рассеянную минерализацию (РМ) с минералами Ag, Au, цветных металлов, составляющих продуктивные руды месторождения Дукат [5 и др.]. Взаимные срастания алюмосиликатов, силикатов, сульфидов, сульфатов, фосфатов вкрапленной РМ пород внутренних зон лейкогранитов-невадитов рассматриваются в качестве продуктов кристаллизации малых порций неоднородных флюидных расплавов, диспергированных среди частично окристаллизованной кислой магмы в условиях пластических деформаций. Срастания призматического кварца, щелочных полевых шпатов, хлоритов, слюд, эпидота прожилково-вкрапленной РМ, выполняющие полые пространства пород внешних зон выступов интрузивных тел, сопряженных пластовых тел риолитов, формируются с участием гидротермальных флюидов и опережающей волны кислотных газов, активизированных при развития хрупких деформаций. Изотопные исследования минералов РМ, интрузивных тел, руд месторождения Дукат показали, что эпизоды их образования составляют звенья единой цепи событий, включающих отделение флюидно-магматических потоков от неоднородных областей базитовой континентальной коры, их продвижение к поверхности, отделение позд-

немагматических и гидротермальных флюидов, питавших рудообразующие флюиды эпитермальной системы.

Полученные данные о локализации и формах нахождения малоразмерных частиц высокопробного золота, самородного серебра, акантита РМ (рис. 1) показывают то, что концентрации благородных металлов возникали в малых порциях пересыщенных жидкостей, захороненных среди магматических минералов или в замкнутых полых пространствах систем трещин – коллекторов потоков гидротермальных флюидов [5 и др.].

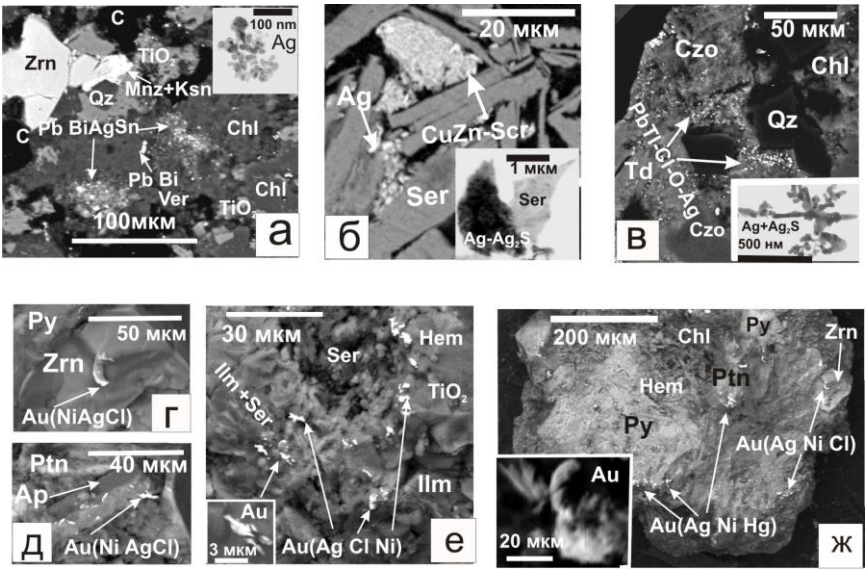


Рис. 1. Расположение малоразмерных частиц самородного серебра, акантита (а–в), высокопробного самородного золота (г–ж) в интерстициях магматического циркона (Zrn), апатита (Ap), пирита (Py), пентландита (Ptn) (г, д), среди позднемагматических слюд (Ser), ильменита (Ilm), гематита (Hem), минералов TiO_2, углеродистого вещества (C) (а, е, ж) крупнопорфировых пород внутренних зон интрузивных тел и среди послемагматических слюд, скородита, Cu-Zn частиц и срастаний кварца (Qz), Mn-клиноцоизита (Czo), Fe-хлорита, Pb-Ba-Tl тодорокита (б, в) пород пластовых тел.

Парагенезисы из наночастиц самородного серебра, акантита, цветных металлов, графита, углеродистого вещества, К-слюд ряда мусковит-фенгит, Fe-хлорита, иногда сульфидов, оксидов Fe, Ti, Mn, фосфатов РЗЭ с

реликтовым цирконом (рис. 1 а) показывают возможность образования восстановленных позднемагматических металлоносных жидкостей в процессах взаимодействия магматических минералов и остаточных магматогенных флюидов. Захороненные жидкости подобного состава могли участвовать в формировании обогащенных углеродистым веществом ранних минеральных парагенезисов продуктивных рудных тел и пластовых тел калиевых риолитов-туффизитов, опережающих и сопровождающих рудоносные парагенезисы.

Послемагматические сереброносные парагенезисы минералов колломорфных фаз прожилково-вкрапленной РМ, обогащенные либо калиевыми слюдами (рис 1 б), либо оксидами Mn (рис. 1 в) показывают возможность образования пересыщенных металлоносных жидкостей в процессах фазовой сепарации гидротермальных флюидов при развитии хрупких деформаций и адиабатического охлаждения. Послемагматические пересыщенные жидкости, захороненные в породах внешних зон интрузий и пластовых тел, могли принимать участие в формировании потоков рудообразующих флюидов и отложении продуктивных кварц-хлорит-адуляровых и кварц-родонитовых рудных тел.

Распространение малоразмерных частиц высокопробного золота с примесями Ag, Ni, Hg, Cl ограничено породами внутренних зон выступов интрузивов. Их нахождение в интерстициях эгирин-авгитовых двойников, циркона, апатита, пирита, пентландита (рис. 1г, д), позднемагматических слюд ряда фенгит-мусковит (рис. 1 е), оксидов Fe, Ti (рис. 1 ж) показывают возможность возникновения золотоносных жидкостей, богатых соединениями K и Fe и способных пополнить рудообразующие растворы, питавшие адуляровые сереброносные руды с минимальным Ag/Au и фрагменты рудных тел с золотоносным пиритом.

Таким образом, полученные данные распространении малоразмерных частиц благородных металлов в породах интрузий и минеральный состав продуктивных рудных тел месторождения Дукат показывают большую роль послемагматических пересыщенных сереброносных жидкостей, продуктов фазовой сепарации гидротермальных флюидов, в формировании рудообразующих растворов. Ограниченное участие золота позднемагматических пересыщенных жидкостей крупнопорфировых пород внутренних зон интрузий в формировании состава рудообразующих растворов связано со значительным их удалением от рудоносного блока.

Литература:

1. Геодинамика, магматизм, металлогения Востока России: в 2 кн. Под ред. А. И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006.

2. Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И. и др. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998.

3. Сидоров А.А., Константинов М.М., Найбородин В.А. и др. Серебро. М.: Наука, 1989.

4. Петров О.В. и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. № 27. 2006. С. 60–76.

5. Филимонова Л.Г. и др. Минеральные типы зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля и их соотношения с лейкогранитами и эпитермальными золото-серебряными рудами (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 454. № 3. С. 195–221.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО В ОТВАЛАХ НОВО-УРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (САЛАИР)

Хусаинова А.Ш.[1,2]

1 – Новосибирский государственный университет,

2 – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

Alfiya061094@gmail.com

Введение. Актуальной проблемой в геохимии золота является его поведение в экзогенных условиях. Данная работа посвящена анализу золота из техногенно-минеральных образований Ново-Урского месторождения с целью выявления комплекса признаков гипергенной природы золота.

Объект и методы исследования. В основу данной работы легли материалы, отобранные в ходе полевых исследований в 2014-15 гг. на хвостохранилище Ново-Урского колчеданно-полиметаллического месторождения (Кемеровская обл., пос. Урск). Месторождение открыто в 1932 г. в составе Урского рудного поля, зона окисления в те же годы отрабатывалось на золото и барит.

Сведения о месторождении (строение, морфология, вещественный состав, последовательность минералообразования) описаны многими исследователями [2-3,5-6]. Рудное золото в малых количествах отмечалось в халькопирите, размеры которого не превышали 0,016 мм [3]. Золото тесно ассоциирует с аргентитом (длина 0,015 мм), образуя в нем каплевидные

включения размером 0,0019 мм по длинной оси [11], и слагая жилкоподобное образования в кварце. На месторождении отмечались также теллуриды золота и серебра – алтаит и гессит [5].

«Сыпучка» (пирит-кварц-баритового состава) Урского месторождения имеет промышленное содержание золота, обогащение которого относительно первичных руд достигает до 15-20 раз. Кроме того, в зоне окисления обнаружено промышленное содержание ртути, которая проявляется как в самородном виде, так и в виде киновари [4]. К сожалению, сведений о золоте из зоны окисления Урского месторождения не обнаружено. В настоящее время, в Урском рудном узле из коры выветривания отрабатывается золото на Июньском месторождении. Золото присутствует в виде нескольких генераций. Морфология разнообразная: преобладают зерна сложной неправильной формы, на поверхности отдельных частиц сохранились отпечатки от выщелоченного пирита. Встречается золото в срастании с кварцем и баритом, с налетами и в «рубашке» гидроксидов железа. Для частиц характерны завальцованные края, округлая форма выступов, обмятость. Пробность варьирует от 580–630 (преобладает) до 860–870 и 960–970 ‰ [1].

Ново-Урское хвостохранилище представляет из себя отвалы цианирования окисленных и первичных руд высотой 10-12 м. Опробование проведено по двум отвалам. В разрезе окисленных руд выделено три литологических слоя (сверху вниз): 1. серо-синеватый глинистый горизонт (мощностью 30 см) с достаточно крепким каменистым материалом (с жеодами кварцитов, сланцами); 2. темно-коричневый глинистый горизонт (2-4 см), содержащий большое количество (30-40%) древесины (типа щепы); 3. светло-коричневато-бурый «продуктивный» горизонт (мощностью 30-40 см), лежащий непосредственно на почве. Общее количество проб – 5. В отвале первичных руд отобрано 2 пробы, из лежащего непосредственно на почве, буро-рыжего сцементированного горизонта (мощностью 60-80 см). Два отвала разделены ручьем, образованным в результате просачивания атмосферных вод через отвальные породы. Пробы обогащены гравитационным методом с помощью лотка.

Состав и микрокристалло-морфологические особенности золота исследованы под бинокулярным микроскопом, на сканирующем электронном микроскопе LEO VP 1430 (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодиспер-

сионного рентгеновского микроанализа INCA Energy SEM 350 (Oxford Instruments) и на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL 01430VP.

Результаты и обсуждения. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание золота в продуктах цианирования окисленных руд по разрезу варьируется от 0,4 до 1,2 г/т, для первичных руд от 0,5 до 1,2 г/т. В отвале окисленных руд выделено 22 знака. В отвале первичных руд выделено 6 знаков.

Золото мелкое, преимущественно класса <0,2 мм. Преобладают золото кристаллического облика, удлиненные и округлые формы. Поверхность сочетает многообразие скульптур. На частицах наблюдаются различные следы: борозды, углубления, сглаженные края, отпечатки минералов, пленки на поверхности и включения минералов.

Изъеденная поверхность с мелкоячеистым и губчатым рельефом, поверхность со ступенчатыми образованиями и наростами образуется в результате растворения золота кислыми водами из отвалов. Происхождение такой поверхности происходит в результате химического травления под влиянием агрессивных компонентов внешней среды из поверхностных слоев золота. Классически считается, что «…микропористое строение поверхностного слоя формируется в экзогенных условиях в результате энергичной диффузии в окружающую среду более подвижных элементов-примесей в составе золота (Ag, Cu, Hg, Se)» [8, 10].

Поверхность с бугорчатым рельефом, которая проявляется в виде положительных форм сглаженных бугорков, образуется в результате осаждения вторичного золота в виде мелких кристаллов и округлых образований на поверхность первичного золота [9].

Доказательством структур роста является поверхность с новообразованными агрегатами почкообразной формы на золоте. По результатам сканирующей микроскопии, эти новообразования представлены Se-Au-Ag фазой (%): Se – 20,14; Ag – 42,67; Au – 26, 36.

По данным микрозондового анализа, золото средней пробности (743-815‰), присутствуют примеси серебра – 14,4-20,1 %; меди – 0,008-0,03 %; ртути – 1,5-4,7 %. В отвалах отмечены знаки высокопробного золота (990‰) и золота с примесью ртути до 7,9 %. Золото однородное по составу, не отмечается зонального строения или остаточных «ядер». Реликтовое золото в зоне гипергенеза может быть частично или полностью преобразо-

вано. Это выражается в полном его замещении высокопробной разностью. Не всегда одинаков механизм их образования [7].

Заключение. Преобразовываясь в зоне окисления, эндогенное золото Урского месторождения высвободилось и укрупнилось, приобретя разнообразную морфологию и скульптуры поверхностей. В результате извлечения самородного золота из зон окисления и последующего цианирования концентрата, его количество в отвалах осталось не значительное. За более чем 80 лет в отвале произошла дифференциация осадков, различные физико-химические процессы, в результате которых в основании разреза сформировался горизонт вторичного обогащения золота. Выделенное золото из этого горизонта несет следы техногенно-гипергенного преобразования, что выражается в структурах роста и растворения на поверхности зерен.

Литература:

1. Алямкин А.В. Июньское месторождение золота в коре выветривания (Восточный Салаир) // Вестн. ТГУ. – 2012. – № 355. – С. 144–147.

2. Болгов Г.П. Сульфиды Салаира, Урская группа полиметаллических месторождений. Изв. Томск. Инд. ин-та, т.53, вып. 11, 1937.

3. Ковалев К.Р. Особенности формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира и Восточной Тувы // Дис. … к. г.-м. н. Новосибирск, 1969.

4. Дербиков И.В. Ново-Урское полиметаллическое месторождение. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 42, 1937.

5. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, 351 с.

6. Зеркалов В.И. Минералогия и геология колчеданных медно-цинковых месторождений Сев. -Вос. Салаира // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. Томск, ТПИ, 162, 20 с.

7. Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири) / Новосибирск: Наука. Сиб.отд., 1991. 191 с.

8. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н. и др. Типоморфизм самородного золота / ЦНИГРИ. М., 2003. 70 с.

9. Осовецкий Б.М. Наноскульптура поверхности золота // Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2012. 232 с.

10. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.

11. Черепнин В.К. К вопросу о составе и генезисе руд Урских месторождений Салаира. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90, 1953.

ПРИРОДА УНИКАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

Шкодзинский В.С.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

На древних платформах находятся уникально крупные рудые месторождения, обладающие парадоксальными геологическими особенностями. Происхождение их непонятно. В первую очередь это относится к раннедокембрийским месторождениям железистых кварцитов. Они присутствуют в большом количестве на всех платформах. Обращают на себя внимание огромные запасы в них железа. Например, в Курской магнитной аномалии они оцениваются в триллионы тонн [1]. Это несопоставимо больше, чем запасы в миллионы тонн, обычно характерные для фанерозойских месторождений этого металла. Суммарная мощность пластов железистых кварцитов иногда бывает больше километра. В них тонкие прослои кварцита чередуются с прослоями, сложенными магнетитом, гематитом, сидеритом и продуктами их изменений.

Не понятен источник огромного количества железа и кремнекислоты в этих месторождениях. В них чаще всего отсутствуют признаки генетической связи с какими-либо конкретными магматическими телами. Обычно предполагается, что кремнекислота и железо привносились из выветривавшихся вмещающих пород. Однако эти породы не имеют признаков протекания грандиозных процессов выветривания, сопоставимых по масштабам с процессами отложения железных руд. Полученные в последнее время доказательства фракционирования на ранней стадии эволюции Земли [3] глобального магматического океана полностью объясняют происхождение месторождений железистых кварцитов и других уникальных месторождений.

Глубина магматического океана составляла в среднем около 250 км. Очевидно, кристаллизация такого огромного объема его магм должна была сопровождаться выделением гигантского количества растворенных в них летучих и рудных компонентов. Рассчитанная по опубликованным экспериментальным данным P-T диаграмма распределения рудных и летучих компонентов во фракционирующих кислых магмах иллюстрирует, что в процессе кристаллизации концентрация рудных компонентов в остаточ-

ных расплавах и выделявшихся из них флюидов возрастала. Поэтому первыми в значительном количестве выносились компоненты с изначально высокими концентрациями в магмах. К таковым относятся железо и кремнекислота. Это объясняет очень древний возраст подавляющего большинства месторождений железистых кварцитов. Их изотопный возраст варьирует обычно от 3,8 до 1,8 млрд. лет и близок к возрасту зеленокаменных поясов.

До сих пор была непонятной очень высокая окисленность железа в этих месторождениях. Известно, что присутствие в древнейших осадочных породах окатанных зерен, легко окисляющихся пирита и уранинита, указывает на бедность ранней атмосферы кислородом. Между тем главные железосодержащие минералы рассматриваемых месторождений представлены магнетитом и гематитом. Высокая окисленность железа отвергает возможность осадочного происхождения железистых кварцитов. Но она вполне согласуется с их гидротермальной природой, поскольку известно, что гематит и магнетит являются обычными минералами гидротермально измененных пород. Поэтому они должны были кристаллизоваться и из эманаций океана магмы.

Другим продуктом гидротермальной деятельности глобального магматического океана, вероятно, являются золоторудные месторождения, широко распространенные в зеленокаменных поясах. Наиболее уникальным является золото-урановое месторождение Витватерсранд. Как и для железорудных месторождений поражают гигантские запасы в нем рудного компонента. Если фанерозойские месторождения считаются уникально крупными при запасах золота около тысячи тонн, то на месторождении Витватерсранд к настоящему времени его добыто уже около пятидесяти тысяч тонн, а оставшиеся запасы оцениваются в десятки тысяч тонн. Золото в основном содержится в пирите, который присутствует в прослоях конгломератов (рифах) среди песчанико-сланцевых толщ синклинория. Эти прослои на всех уровнях их залегания показывают изотопный возраст 1,9 млрд. лет.

В настоящее время наиболее распространенными являются гипотезы рассыпного и гидротермального генезиса этого месторождения. Отсутствие в гранито-гнейсовом фундаменте коренных золотоносных тел, которые могли бы быть источником россыпного золота, и наличие псевдоморфоз золота по микроводорослям свидетельствуют в пользу гидротермальной гипотезы. Однако в этой гипотезе остаются непонятными причины

гигантского количества золота в месторождении, отсутствия подобных месторождений в фанерозойских породах и золотоносных кварцевых жил в фундаменте месторождения. Образование из эманаций магматического океана объясняют эти особенности. Очевидно, что огромный объем этого океана и его существование на ранней стадии эволюции Земли являются причинами колоссальных запасов золота на месторождении и его древности.

Нетипичность золотоносных гидротермальных жил для подстилающих зеленокаменные пояса гнейсов и гранитоидов должна быть обусловлена еще высокой температурой и пластичностью этих пород, препятствовавшей возникновению в них открытых трещин и кристаллизации в них кварца. Приуроченность золота к прослоям конгломератов на месторождении Витватерсранд, видимо, связана с повышенной их проницаемостью для гидротермальных растворов.

Еще одним продуктом отделения эманаций океана магмы являются урановые месторождения типа «несогласия». Наиболее крупные из них находятся в Северной Австралии и в Канаде в провинциях Саскачеван и Северо-Западных территорий. Для них характерен контроль оруденения поверхностями стратиграфического несогласия между раннепротерозойским фундаментом и осадочным чехлом, связь с крупными тектоническими нарушениями и с углеродистыми сланцами и доломитами. Наиболее уникальным является месторождение Мак-Артур-Ривер в Канаде. Его подтвержденные запасы на январь 2001 г составляли 161300 т U_3O_8 при среднем его содержании 21 % [2], а в зоне вторичного обогащения на месторождении Раббит-Лейк – 82 %. Это уникально высокие содержания, если учесть, что на месторождениях других генетических типов они обычно составляют десятые доли процента.

Месторождение расположено под перекрывающей осадочной формацией Атабаска и в ее нижней части. Ее возраст ранний и средний рифей (1,5 – 1 млрд. лет). Следовательно, урановое оруденение должно быть еще моложе. Такой молодой возраст обусловлен небольшими концентрациями урана в первичных магмах. Поэтому высокоурановые гидротермы возникали в очень глубинных частях магматического океана, которые кристаллизовавшихся наиболее поздно. Высокое содержание никеля и кобальта в рудах указывают на возникновение ураноносных гидротерм в остаточных расплавах первоначально пикритового слоя.

С отделением ранних высокотемпературных эманаций магматического океана связано образование флогопитовых месторождений в зонах биметасоматоза на контакте карбонатных и силикатных пород в Федоровском комплексе Алданского щита. Их изотопный возраст чаще всего равен 1,8 – 1,9 млрд. лет. Месторождения, образованные эманациями магматического океана, наиболее распространены в районах широкого развития гранитогнейсов и гранитов в подстилающем фундаменте. Это обусловлено повышенным содержанием летучих компонентов в кислых остаточных расплавах.

При фракционировании пикритового слоя магматического океана происходило интенсивное накопление в остаточных расплавах расплавофильных редких и редкоземельных элементов. Карбонатитовые статочные расплавы, судя по огромному содержанию в них легких редких земель, возникали после кристаллизации пикритовых магм более чем на 99,9 %. Это объясняет присутствие богатых редкоземельных месторождений в карбонатитах. Кристаллизация самого нижнего перидотитового слоя сопровождалась формированием кимберлитовых остаточных расплавов и кристаллизацией в них алмаза, вследствие увеличения концентрации углерода в расплавах. Таким образом, учет существования магматического океана позволяет объяснить генезис самых крупных и загадочных месторождений древних платформ.

Литература:

1. Александров Ю.А. Докембрийские железорудные формации СССР / Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975. С. 172–204.

2. Истомин И.Н., Мишнин В.М., Колтин А.Н., Ложников Б.Н. К проблеме поисков месторождений урана в Якутии // Вестник Госкомгеологии. 2003. №2 (5). С. 3–12.

3. Шкодзинский В.С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд-во СВФУ, 2018. 244 с.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА

ПРИЗНАКИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Афанасьев В.П.
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, avp-diamond@mail.ru

Проявления докембрийской алмазоносности установлены для многих регионов мира [8, 9 и др.]. При этом количество известных коренных источников алмазов докембрийского возраста достаточно ограничено. Это связано главным образом с перекрытием древних коренных алмазоносных пород более молодыми осадками, а также с возможно сильной измененностью пород, большой величиной эрозионного среза, необычным составом пород и т.д. Более широко представлены докембрийские россыпи [7, 8]. Однако необходимо учитывать, что после размыва этих россыпей алмазы могут попадать в более молодые осадки разного возраста, вплоть до современных. Поэтому реально оценить масштабы докембрийской алмазоносности на сегодняшний день не представляется возможным. Для Сибирской платформы возможность докембрийской алмазоносности обсуждалась ранее, в частности, И.Ф. Гориной, М.П. Метелкиной с соавторами [4, 5], а также нами [1, 2, 3], но, несмотря на достаточно очевидные признаки существования докембрийской алмазоносности, до сих пор этот тренд исследований четко не оформлен. Мы выделяем россыпные и коренные признаки докембрийской алмазоносности Сибирской платформы.

Россыпные признаки.

1. В россыпях Сибирской платформы, особенно северо-восточной ее части, присутствует большое количество алмазов либо совершенно отсутствующих в фанерозойских кимберлитах платформы (V-VII разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, либо содержащиеся в несопоставимо меньших количествах (II разновидность, скрытоламинарные додекаэдроиды с «признаками древности» I разновидности). Для алмазов V-VII, II разновидностей и скрытоламинарных ромбододекаэдроидов в россыпях не установлены минералы-спутники, с которыми эти алмазы ассоциировали в коренных источниках; минералы-индикаторы кимберлитов, сопровожда-

ющие их в северных россыпях, происходят из фанерозойских кимберлитов и для данных алмазов являются лишь гидравлическими спутниками; алмазы имеют независимое от кимберлитовых минералов распределение и могут встречаться самостоятельно.

2. Наличие на алмазах, потенциально связанных с докембрийскими источниками, признаков «древности», выраженных в повышенном механическом износе, следах удара в форме поверхностных серпообразных и ромбических трещинок, коричневых пятнах пигментации. Признаки механического износа характерны для алмазов и из докембрийских, и из фанерозойских источников, но только у алмазов из докембрийских источников он может достигать средней и высокой степени.

3. Повышенное количество алмазов эклогитовых парагенезисов (все алмазы V-VII разновидности, II разновидности, 58% округлых додекаэдроидов по данным [10], что указывает на специфику докембрийских коренных источников.

4. Тяготение максимумов распределения алмазов V-VII, II разновидностей, скрытоламинарных додекаэдроидов I разновидности к выступам докембрийского фундамента платформы [2].

Коренные признаки

К ним относится обнаружение на Восточном Саяне алмазоносных лампроитов рифейского возраста [5], содержащих алмазы додекаэдрического габитуса, которые характерны для докембрийских источников. Данные лампроиты являются прямым свидетельством существования докембрийской эпохи алмазоносности на Сибирской платформе, но их можно найти только на выступах докембрийского фундамента, тогда как на основной части территории Сибирской платформы они погребены под чехлом фанерозойских отложений.

Анализ признаков докембрийской алмазоносности Сибирской платформы позволяет предполагать широкое ее развитие. Но поиск докембрийских источников алмазов затруднен: 1 – поиск возможен только на выступах докембрийского фундамента, где поисковая обстановка, как минералогическая, так и геофизическая, крайне сложны, тогда как на остальной территории Сибирской платформы докембрийские алмазоносные объекты закрыты мощным чехлом нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород; 2 – не известны индикационные характеристики докембрийских источников, в частности их индикаторные минералы, поэтому невозможно сформулировать поисковую задачу для них; 3 – возможен

высокий эрозионный срез алмазоносных пород, из-за которого остались лишь корневые части незначительного размера, что осложняет поиск; 4 – возможна сильная измененность пород по типу, например, бразильских филлитов, что затрудняет идентификацию пород. В результате обнаружение докембрийских коренных алмазоносных пород – дело случая и специальные их поиски практически бесперспективны. Но реальна задача обнаружения россыпных алмазов «северного» типа в отложениях протерозоя.

Из этого следует, что за «северными» алмазами Сибирской платформы следует оставить перспективы только россыпной алмазоносности. Перспективы коренной алмазоносности связаны с кимберлитами наиболее вероятно среднепалеозойского возраста, формирующими ореолы механического рассеяния индикаторных минералов и алмазов в разновозрастных отложениях начиная с позднего девона после формирования кимберлитов.

Таким образом, можно сформулировать новую парадигму алмазоносности Сибирской платформы, предусматривающую существование докембрийской эпохи алмазоносного магматизма и присутствие ее алмазов в россыпях, начиная с верхнего триаса.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных источников россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. АН. 1998. Т. 361. №3. С.366-369.

2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.М. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. № 2. С.1-13

3. Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52. № 3. С.335-353.

4. Горина И.Ф. Об источниках алмазов северо-востока Сибирской платформы. // Россыпная алмазоносность Средней Сибири (сборник статей). Л., НИИГА. 1973. С.49-54

5. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. – М., Недра. 1976. 134с.

6. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А. Докембрийские лампроиты Присаянья // Докл. АН. 1993. Т.329. №3. С.328-331.

7. Скосырев В.А. О докембрийских коренных источниках алмазов // Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. М.: Изд. ЦНИГРИ. 1977. №2. С.111-124.

8. Соболев В.С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, Борнео и Северной Америки. – М.: Госгеолтехиздат. 1951. 126с.

9. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. – М.: Недра. 1980. 304с.

10. Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. – М.: Недра. 1967. 299с.

11. Kopylova M.G., Afanasiev V.P., Bruce L.F., Thurston P.C., Ryder J. Metaconglomerate preserves evidence for kimberlite, diamondiferous root and medium grade terrane of a pre-2.7 Ga Southern Superior protocraton // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol.312. № 1-2. P.213-225

12. Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I. Mineral inclusions in diamonds in the Northeast of the Yakutian diamondiferous province. // Proceed. of the VII Intern. Kimberlite conference. 1998.Vol. 2. P.861-821.

13. Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I. Mineral inclusions in diamonds in the Northeast of the Yakutian diamondiferous province. // Proceed. of the VII Intern. Kimberlite conference. 1998. Vol. 2. P.861-821.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Афанасьев В.П., Егорова Е.О., Похиленко Н.П.
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
avp-diamond@mail.ru, hyperborean@bk.ru, chief@igm.nsc.ru

На Сибирской платформе известны три эпохи кимберлитового магматизма – среднепалеозойская (поздний девон), триасовая и юрско-меловая. Наиболее продуктивной является среднепалеозойская, триасовая эпоха значительно менее алмазоносна, а юрско-меловые кимберлиты практически не алмазоносны [1].

В ряде случаев в ореолах индикаторных минералов кимберлитов пространственно совмещены минералы разновозрастных кимберлитов, это создает определенные трудности в использовании минералогических методов поиска кимберлитовых тел и требует знания типоморфных особенностей ассоциаций индикаторных минералов кимберлитов каждой эпохи [2].

Для гранатов из среднепалеозойских кимберлитов характерны следующие особенности:

1) Химический состав отражает максимальное разнообразие парагенезисов. Присутствуют гранаты алмазной ассоциации.
2) Максимальное разнообразие по степени механического износа. Преобладает средняя и высокая степень механического износа.
3) Имеют признаки гипергенных изменений, связанных с позднедевонской латеритной корой выветривания.
Для гранатов из триасовых кимберлитов характерно:
1) Значительное сокращение парагенетического разнообразия, незначительное количество гранатов алмазной ассоциации или их полное отсутствие.
2) Только слабый механический износ. Повышенный механический износ наблюдается в триасовых отложениях лишь по периферии платформы в прибрежно-морских коллекторах.
3) Гипергенная коррозия отсутствует.

На юрско-меловой возраст указывают следующие признаки:
1) Резкое изменение парагенетического состава ассоциации гранатов в связи с глубинным метасоматозом: резко доминируют гранаты малоглубинных лерцолитов. Гранаты алмазной ассоциации отсутствуют.
2) Слабый механический износ минералов; повышенный износ возможен на периферии платформы в прибрежно-морских условиях.
3) Отсутствие гипергенной коррозии.

С использованием описанных выше критериев нами определен возраст кимберлитов в ряде алмазоносных регионов (рис.). По нашим данным, прогнозируются следующие среднепалеозойские кимберлитовые поля: Кютюнгдинское, Маятское, Нижнемунское, Мендское (Барылайское), Марха-Моркокинское, Ыгыаттинское, Сюльдюкарское, Курунг-Юряхское, Еленгское, Тарыдакское. В этих регионах преобладают индикаторные минералы со средней до сильной степенью механического износа. На некоторых зернах пиропов присутствуют следы гипергенной коррозии, связанной со среднепалеозойской корой выветривания. Распределение составов гранатов соответствует среднепалеозойским кимберлитам, присутствуют высокохромистые субкальциевые пиропы алмазной ассоциации.

На северном склоне Оленекского поднятия (Келимярская площадь) индикаторные минералы кимберлитов имеют слабую степень механического износа. Распределение составов пиропов на диаграмме Н.В. Соболева [3] характерно для триасовых кимберлитов при малом количестве пиропов

алмазной ассоциации. Эти факторы указывают на триасовый возраст местных кимберлитов.

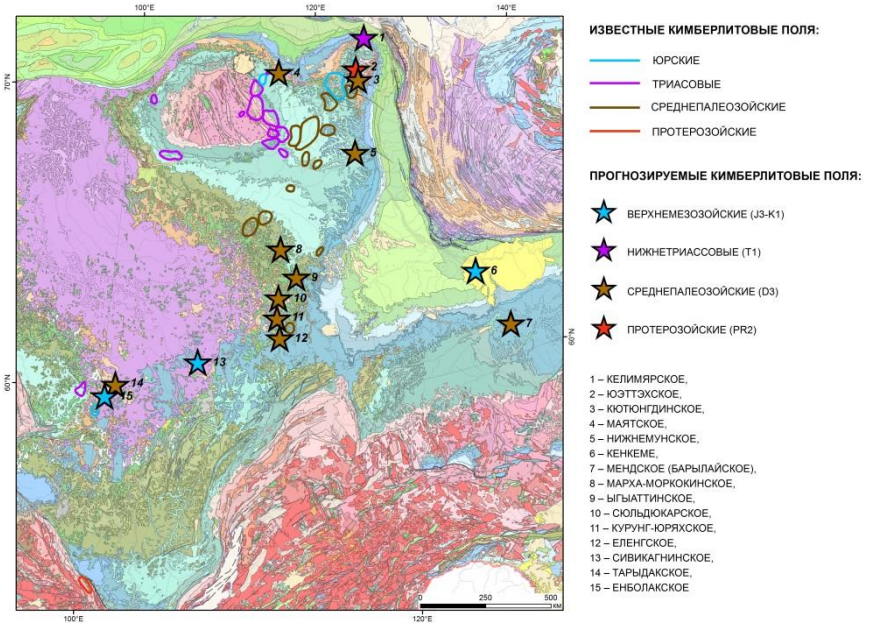


Рис. Прогнозируемые кимберлитовые поля

Позднеюрские-раннемеловые кимберлиты предполагаются в бассейне реки Кенкеме к северу от города Якутск. Ассоциация пиропов хорошо сортирована (-2+1мм), все зерна имеют износ IV класса; при такой степени износа пиропов пикроильменит уничтожается полностью, чем и обусловлено его отсутствие в пробе. Гипергенная коррозия на минералах отсутствует, поэтому трудно предположить среднепалеозойский возраст коренного источника. Наиболее вероятно, что здесь имеет место переотложение из прибрежно-морского коллектора позднеюрского возраста, по типу нижневолжских конгломератов Приленского района; прибрежно-морские условия существовали здесь в связи с расположением на окраине Сибирской платформы. Химический анализ показал сходство с пиропами из юрских трубок северо-востока платформы, типа трубки Муза. Пиропы алмазной ассоциации не обнаружены. Юрско-меловой возраст предполагается также для Сивикагинского и Енболакского кимберлитовых полей. В этих

районах индикаторные минералы имеют слабую степень механического износа, при полном отсутствии следов гипергенной коррозии, связанной со среднепалеозойской латеритной корой выветривания. Распределение химических составов гранатов в координатах CaO-Cr_2O_3 типично для юрско-меловых кимберлитов: преобладают гранаты малоглубинных лерцолитов, гранаты алмазной ассоциации отсутствуют.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза // Новосибирск: Гео. 2010. 650 с.

2. Егорова Е.О., Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. О среднепалеозойском кимберлитовом магматизме северо-востока сибирской платформы // Доклады Академии наук. - 2016. Т.470. № 6. С.692-695

3. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. N 3. С.70-79

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИКРОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ШПИНЕЛИДОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ ТРУБКИ ЛЕНИНГРАД (ЗАПАДНО-УКУКИТСКОЕ ПОЛЕ)

Бабушкина С.А.[1,2]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, ssta@list.ru

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В трубке Ленинград микрокристаллы шпинелидов изучались в кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента (КБМ), образующей отдельный блок на дневной поверхности, автолитовой кимберлитовой брекчии (КБА) и в КБМ крупных автолитовых образований в КБА.

Начальным стадиям эволюции кимберлитового расплава крупных автолитов и КБА соответствуют ультравысокохромистые пикрохромиты, сменяющиеся затем высокохромистыми пикрохромитами. На заключительных стадиях кристаллизации отмечаются бесформенные выделения низкохромистого пикроферрихромита. С минералов подобного состава, типичных для неалмазоносных трубок, начинается кристаллизация шпинелидов в КБМ западной части трубки. Далее образуются высокохромистые магнотитаномагнетиты и хромсодержащие магнезиальные ульве-

шпинели (табл.). Для шпинелидов из автолитов и КБА намечается тренд обогащения хромом (рис.), тогда как в составе шпинелидов из КБМ отчетливо выражен тренд обогащения Fe и Ti. Причиной происхождения этих двух трендов, возможно, являются: буферирование соосождающейся Al-содержащей фазы (вероятно, флогопита) и невысокий процент совместно образующегося перовскита. Установлено, что содержание флогопита в КБА примерно в 5 раз больше, чем в КБМ. Вместо перовскита в КБА трубки отмечены микрокристаллы ильменитов, большинство из которых обогащены марганцем. Таким образом, видно, что для КБМ западной части трубки и КБМ крупных автолитов характерны собственные химико-генетические группы шпинелидов, отражающие разницу в эволюции кимберлитового расплава. В КБМ крупных автолитов зафиксировано большое количество макрокристаллов из ксенолитов глубинных мантийных пород (в том числе и алмазоносных), в то время как в КБА и КБМ находки таких аналогов крайне редки. Также отмечено, что часть микрокристаллов из КБА и крупных автолитов имеют состав, аналогичный составу макрокристаллов шпинелидов из КБМ автолитов.

Таблица

Кристаллизационные тренды изменения состава микрокристаллов шпинелидов

Порода	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Cr_2O_3**	**$FeO_{общ.}$**	**MgO**	**Fe^{3+}**
КБМ крупных автолитов	ультравысокохромистый пикрохромит высокохромистый пикрохромит низкохромистый пикроферрихромит					
	1,85	6,99	56,80	20,82	11,36	0,124
	6,39	3,46	44,56	32,71	9,42	0,297
	11,45	2,37	30,46	41,92	9,48	0,460
Кимберлитовая брекчия с автолитовой текстурой цемента	ультравысокохромистый пикрохромит высокохромистый пикрохромит низкохромистый пикроферрихромит					
	2,45	6,16	58,08	21,85	10,36	0,087
	6,44	3,36	43,76	35,59	9,29	0,350
	12,20	1,64	27,90	50,25	7,77	0,550
Кимберлитовая брекчия с массивной текстурой цемента	низкохромистый пикроферрихромит высокохромистый магнотитаномагнетит Cr-содержащая магнезиальная ульвешпинель					
	10,36	1,79	38,00	39,88	7,89	0,329
	17,18	1,14	8,94	64,44	8,04	0,828
	20,23	1,17	0,27	68,79	8,90	0,910

Кристаллизационные тренды изменения состава микрокристаллов шпинелидов из связующей массы КБМ, КБА и КБМ автолитов, слагающих трубку Ленинград, показывают, что эти разновидности пород относятся к трем самостоятельным фазам внедрения кимберлитового расплава. КБА образовалась по КБМ самостоятельной фазы в процессе автометасоматоза. В них диагностированны футляровидные выделения и структуры распада шпинели и ильменита с участием сфена, который образует и самостоятельные мелкие выделения. Кроме того, в связующей массе наблюдаются структуры течения, образованные слюдой с повышенной железистостью.

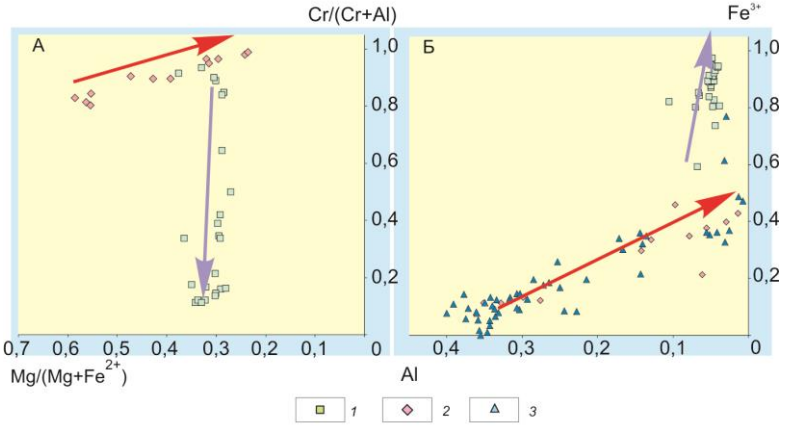


Рис. А - вариации отношений Cr/(Cr+Al) - Mg/(Mg+Fe^{2+}) ; Б - зависимость содержаний Fe^{3+}- Al в составе микрокристаллических шпинелидов из пород трубки Ленинград: 1 - КБМ изолированного участка, 2 - КБМ крупных автолитов, 3 - КБА

Наличие в связующей массе крупных автолитов и КБА шпинелидов ультра-, высоко- и среднехромистых разновидностей пикрохромитов указывает на потенциальную высокую алмазоносность (как в ураганно- и высокоалмазоносных трубках ЯАП) этих пород [1]. А присутствие низкохромитых пикроферрихромитов является признаком высокой окислительной обстановки. Первые две фазы имели высокий потенциал алмазоносности. Вероятно, его снижение происходило не в результате длительного подъема кимберлитового расплава к поверхности, а из-за резкой смены окислительной обстановки. Третья, заключительная фаза, сложенная КБМ, возможно, изначально была неалмазоносна. Тренд кристаллизации в ней

шпинелидов свидетельствует о длительности эволюции кимберлитового расплава.

Литература:

1. Серов И.В., Бовкун А.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Костровицкий С.И. Шпинелиды из связующей массы кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (прикладные и генетические аспекты) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. С. 125–131.

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ОКРУГЛОЙ ФОРМЫ ДОДЕКАДРОИДОВ

Бескрованов В.В.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Проблема кривогранности кристаллов алмаза из россыпей Бразилии, Урала, Анабарского района Якутской алмазоносной провинции и других месторождений мира до сих пор остается нерешенной. По ее поводу имеются две взаимоисключающие точки зрения ростовая и другая, согласно которой округлые кристаллы появились в результате частичного растворения плоскогранных кристаллов октаэдров.

Нами исследованы округлых кристаллы и из россыпей Урала и Анабарского района. Дефектный состав додекаэдроидов Анабарского района исследован с помощью Фурье-спектрофотометра Paragon-1000 (Perkin-Elmer). Фотолюминесценция наблюдалась при облучении УФ-осветителем ОИ-18. Особенностью всех исследованных образцов служит низкая активность однофононного поглощении. Системы А, В1, В2 и С у преобладающего числа исследованных образцов имеют коэффициенты поглощения главных полос менее 10 см$^{-1}$.

Додекаэдроиды алмаза из Анабарского района разбиваются на две нечеткие группы. Точную границу провести невозможно, поскольку в одном образце могут присутствовать зоны роста алмаза со свойствами обеих групп. Первая группа представлена додекаэдроидами с голубой фотолюминесценцией и сильной ИК-системой В2. Преобладают кристаллы с низкой активностью ИК-систем А и В1 и сильной системой В2. Типоморфными признаками для алмазов этой группы являются: а) форма додекаэд-

роида; б) голубая фотолюминесценция; в) интенсивная система B2 в спектрах ИК-поглощения.

Вторая группа образована додекаэдроидами с фотолюминесценцией желтого или желто-зеленого цвета. В ИК-спектре у них содержатся системы A и C с примерно одинаковыми интенсивностями главных полос. Система B2 малоинтенсивна или не проявляется. Додекаэдроиды этой группы окрашены в светло-желтые тона разной насыщенности. Их типоморфными признаками служат: а) кривогранная форма додекаэдроида; б) желтая окраска; в) желтая фотолюминесценция; г) отсутствие ИК-системы B2. Это позволяет отнести их к алмазам минералогической разновидности II, среди которых помимо кубов встречаются и додекаэдроиды [3].

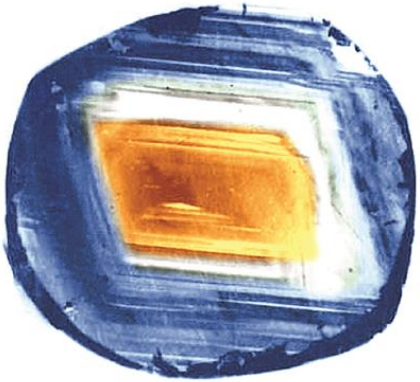


Рис. 1. Внутреннее строение кривогранного додекаэдроида Ddω деструктивного (измененного) онтогенического семейства ω из Уральских россыпей. Алмазная пластина по (110), проходящий УФ-свет, λ = 280 нм.

На рис. 1. представлена топограмма додекаэдроида первой группы. Такая картина характерна для додекаэдроидов с голубой фотолюминесценцией, из россыпных месторождений Анабарского района и Урала. На топограмме отчетливо видно, что округлая форма имеет вторичную природу, когда первоначально остроребeрный октаэдр в результате деструктивных процессов была преобразован в округлый додекаэдроид, а округлая форма представляет поверхность, секущую прямолинейные октаэдрические зоны. Мы считаем, что этот результат можно объяснить только с позиции теории растворения. Обратим внимание еще на один важный факт. Типоморфные признаки обсуждаемых додекаэдроидов совпадают со свойствами проме-

жуточной онтогенической области. Это указывает на то, что октаэдры, подвергнувшиеся последующему частичному растворению, выделись на промежуточном этапе онтогенического цикла в виде плоскогранных образований и затем претерпели частичное растворение, в результате которого преобразовались в кривогранные додекаэдроиды.

Понять природу округлой форы додекаэдроидов с желтым или желто-зеленым свечением позволяет следующие наблюдения. Желтая люминесценция наблюдалась нами в коричневом ромбодокаэдре с плоскими гранями (110), покрытыми комбинационной штриховкой с прямыми ребрами (трубка Мир). Из него по (110) была вырезана плоскопараллельная пластина. На топограммах УФ-поглощения при 290 и 280 нм (рис.2) установлено, что в ней отсутстует октаэдрическая зональность и обнаружена ранее неизвестная для природного алмаза зональность по ромбододекаэдру {110}. Она проявляется на периферии кристалла серией дискретных концентрических зон по (110), имеющих в сечении почти прямолинейные гексагональные контуры. В центральной части эта зональность приобретает отчетливые округлые очертания. В средней части виден постепенный переход геометрических контуров зон от округлых к ромбододекаэдрическим, сначала криволинейным, а затем к почти прямолинейным.

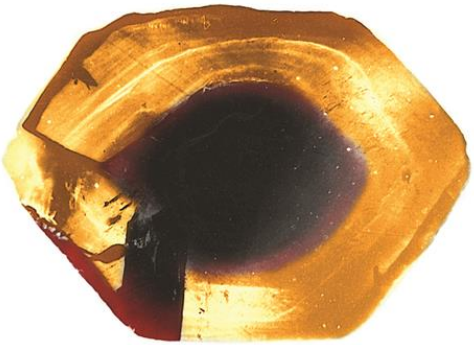


Рис. 2. Внутреннее строение плоскогранного ромбододекаэдра с комбинационной штриховской (трубка Мир). Алмазная пластина по (110), проходящий УФ-свет, $\lambda =$ 280 нм.

Плоскогранные ромбододекаэдры в общей массе алмазов встречаются исключительно редко. Тем более показательно, что и другой кристалл такой же кристалломорфологии (коллекция З.В. Специуса) содержал все

указанные особенности зональности по (110). В дополнение к этому, его ядро имело кубическую форму и зональность по кубу.

Граница УФ-прозрачности в обеих пластинах алмаза находится около 280 нм, отмечается полоса 315 нм системы А. В спектра ИК-поглощения пластины 1081 содержатся системы А, В1 и В2. Полоса 1282 см-1 системы А имеет коэффициент поглощения 17 см$^{-1}$. Коэффициент поглощения полосы 1175 см$^{-1}$ равен 9 см$^{-1}$. Наиболее низкий коэффициент поглощения равный 0,5 см$^{-1}$ имеет полоса 1365 см$^{-1}$. В спектре пластины С6 присутствуют те же полосы, но соотношение интенсивностей отличается. Полосы 1282 и 1175 см-1 малоактивны, их коэффициенты поглощения соответственно равны 6,3 и 5,7 см$^{-1}$. Полоса 1365 см$^{-1}$ имеет коэффициент поглощения 4,9 см$^{-1}$. Дополнительно в спектре содержатся относительно интенсивные полосы 3107 и 1405 см$^{-1}$ с коэффициентами поглощения 5,3 и 3,9 см$^{-1}$ соответственно.

В кристалле 1081 возбуждается слабая желто-зеленая фотолюминесценция (система Н3, электронная линия 503,2 нм и серия полос). Подобные спектры фотолюминесценции нередко встречаются у мелких алмазов. Спектр желтой фотолюминесценции кубического ядра алмазной пластины С6 содержит электронные линии системы S1.

Желтая фотолюминесценция, аналогичная таковой у одного из разновидностей додекаэдроидов Анабарского района нередко наблюдается в отдельных зонах внутри плоскогранных октаэдров. Один из подобных экземпляров показан на рис. 3.

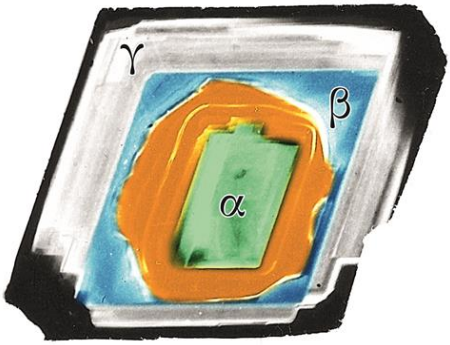


Рис. 3. Внутреннее строение остроребернoго октаэдра Oh_y заключительного семейства (трубка Мир).
Алмазная пластина по (110), проходящий УФ-свет, λ = 280 нм.

Здесь зона округлых очертаний располагается между центральной и промежуточной областями. При исследовании целого кристалл из которого была вырезана пластина создавалась иллюзорное впечатление, что округлая зона является результатом частичного растворения плоскогранной октаэдрической зоны. Именно к такому выводу пришел А.В. Варшавский [2], ранее исследовавший внутреннее строение этого кристалла в виде целого образца с помощью двупреломления. Изучение вырезанной из него пластины позволило воссоздать истинную картину анатомии кристалла. Округлая зона не сечет расположенную под ней плоскогранную октаэдрическую зону, а обволакивает ее по периметру. Эта зона отличается по всем признакам от окружающих ее плоских октаэдрических зон.

Позднее совершенно аналогичную картину наблюдали в алмазной пластине, вырезанной по (100) из октаэдрического кристалла (коллекция Ю.С Геншафта). Зона округлых очертаний в ней также располагалась в средней части кристалла и люминесцировала желтым цветом.

Выполненные исследования привели нас к выводу о полигенности округлых форм кристаллов природного алмаза. Додекаэдроиды с голубой фотолюминесценцией образовались в результате частичного растворения плоскогранных октаэдров, в то время как додекаэдроиды с желтым свечением имеют ростовую природу.

Литература:

1. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. М.: Наука, 1992. 167 с. 2-е и зд., исп. и доп. Новосибирск: Наука, 2000. 264 с.

2. Варшавский А.В. Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. М.: Наука. 1968. 94 с.

3. Орлов Ю.Л. Минералогия Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. М.: Наука. 1968. 94 с.

РУТИЛ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРНИЙСКОГО ЯРУСА БУЛКУРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Биллер А.Я.[1], Мальковец В.Г.[2], Олейников О.Б.[1]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

2 – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Объектом исследования данной работы послужили рутилы из алмазоносных вулканогенно-осадочных пород карнийского яруса верхнего триа-

са Булкурской антиклинали на северо-востоке Якутской кимберлитовой провинции. Для данных отложений характерен неполный спектр минералов-спутников алмаза, что ограничивает возможности в установлении условий формирования алмаза и ассоциирующих минералов и транспортеров их к поверхности.

Рутил – весьма распространенный минерал, установленный в различных типах пород, он характерен для метаморфических пород различной фации глубинности, присутствует в магматических породах и устойчив в седиментационных циклах; помимо этого, рутил является концентратором высокозарядных элементов; применяется в U-Pb датировании; содержание ZrO в рутиле используется в качестве геотермометра. Рутил описан во включениях в алмазе и гранате из различных кимберлитовых трубок и россыпей Якутской провинции [1, 2, 3].

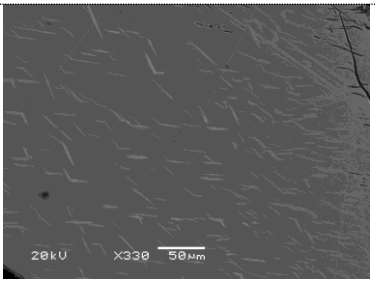
Исследования проводились в аналитических центрах ИГАБМ СО РАН (Якутск) и ИГМ СО РАН (Новосибирск). Элементный состав рутила исследован на EPMA Jeol JXA Superprobe 8230 в “ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН”, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (Новосибирск), состав включений изучался на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 6480 LV с энергетической приставкой «OXFORD» INCA.

Изучены 77 зерен рутила, отобранные из тяжелой фракции туффитов Булкурской антиклинали. Содержание примесных элементов варьирует. Более чем в 50% изученных зерен имеется постоянная примесь FeO (до 6,72 мас. %) и Al_2O_3 (до 1,19 мас. %).

Содержание ZrO_2 зафиксировано в 16 изученных образцов и достигает 0,88 мас. %. Содержание Nb_2O_5 в среднем не превышает 2,88 мас. %, в одном зерне установлено аномально высокие коцентрации этого элемента - 8,93 мас. % (при содержании Cr_2O_3 – 3,13 мас. %). Примесь Cr_2O_3 отмечается в 14 изученных образцах, в 5 из которых содержание Cr превышает 1,7 мас. %, что по последним данным [4] является диагностическим критерием, указывающим на формирование таких рутилов в литосферной мантии.

Zack et al [6] представили формулу для расчета температуры по содержанию Zr в рутиле, основываясь на анализах зерен рутила из метаморфических комплексов: $T\ (C^0) = 127{,}8*\ln\ (Zr_{ppm}) - 10$. Позже Watson et al [5], опираясь на экспериментальные данные и данные по рутилам из метаморфических комплексов, также разработали формулу для расчета T: $T(C^0) =$

(4470/7,36 – $\log_{10}(Zr_{ppm})$) – 273. Используя эти 2 формулы были получены следующие значения температур для рутилов Булкурской антиклинали: 1029-1150 C^0 по Zack et al (2004) и 894 – 1035 C^0 по Watson et al (2006) [5, 6].



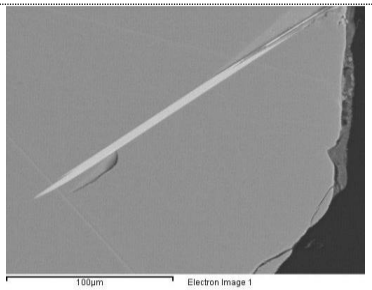


Рис. А) ориентированные ламели ильменита в рутиле | Б) игольчатое включение циркона в рутиле

В более чем половине изученных образцов обнаружены включения, большинство из которых представлены структурами распада ильменита. Ламели ильменита толщиной до 3 мкм обычно ориентированы в 2ух направлениях, содержат примесь MgO (до 9,86 мас. %) или Cr_2O_3 (до 4,24 мас. %) (рис.). Отмечены достаточно крупные, игольчатые или частично ограненные включения циркона и включения водных алюмосиликатов (группа слюд?), вероятно вторичнозамещенные.

Изученные рутилы различаются по содержанию примесных элементов, что вероятнее всего, указывает на поступление их из различных источников. Однако, находки Cr- и Nb- содержащих рутилов свидетельствуют о присутствии в этом регионе глубинных источников поступления материала, что также подтверждается посчитанными температурами образования. Это позволяет рассматривать рутилы в качестве единой генетической ассоциации с алмазами туффитов.

Исследования выполнены в рамках проектов НИР № 0381-2016-0003, № 0330-2016-0006, при поддержке гранта РФФИ №16-05-01052.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Агашев А.М., Орихаши Ю., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Палеозойский U-Pb-возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 228-232.

2. Резвухин Д.И., Мальковец В.Г., Шарыгин И.С., Кузьмин Д.В., Литасов К.Д., Гибшер А.А., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Включения хромистого и хромниобиевого рутила в пиропах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады РАН. 2016. Т.466. № 5. С. 587-591.

3. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В., Козьменко О.А., Рагозин А.Л. NB-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // Доклады РАН. 2011. Т. 439. №. 1. 102-105.

4. Malkovets V.G., Rezvukhin D.I., Belousova E.A., Griffin W.L., Sharygin I.S., Tretiakova I.G, Gibsher A.A., O'Reilly S.Y., Kuzmin D.V., Litasov K.D., Logvinova A.M., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Cr-rich rutile: A powerful tool for diamond exploration // Lithos. - 2016. - Vol.265. - P.304-311. - ISSN 0024-4937. - EISSN 1872-6143.

5. Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B. // Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. 151. 413–433.

6. Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. 148. 471-478.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЯНВАРСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ТЕЛА

Иванов Д.В.[1], Толстов А.В.[2], Иванов В.В.[1]

1 – Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), п. Айхал, ivanovdv@alrosa.ru

2 – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный, tolstov@igm.nsc.ru

При проведении поисковых работ в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле Якутской алмазоносной провинции на участке «Перевальный-север» в январе 2016 года под долеритовой интрузией было вскрыто новое кимберлитовое тело Январское. В плане оно имеет овально-вытянутую (дайкообразную) форму с ориентировкой длинной оси в северо-восточном направлении – 50-55°. Размеры кимберлитового тела под перекрывающими породами – 90х45 м, площадь 2836 м^2, что, согласно «Инструкции по применению классификации запасов к коренным месторождениям алмазов» [1], позволяет отнести его к классу мелких тел. Изучено на глубину 67,2 м от его поверхности.

Кимберлитовое тело полностью перекрыто долеритовой интрузией мощностью от 81,0 м до 88,6 м. Долериты представлены серыми, мелко-тонкокристаллическими, массивными разностями первой разновидности по ГИС. Перекрывающие терригенно-осадочные породы скважинами не вскрыты. Вмещающие породы, вскрытые скважинами, представлены карбонатными породами нижнего ордовика. Тело сложено порфировой разновидностью кимберлитов, имеющей зеленовато-серый и желтовато-

бурый цвета. В верхних горизонтах породы сильно выветрелые, в них наблюдается лимонитизация. На отдельных участках по трещинам наблюдаются разнонаправленные прожилки кальцита (до 10% от объема породы). Зачастую породы дезинтегрированы настолько, что невозможно определить их первичную структуру и текстуру.

Содержание ксенолитов варьирует от 3% до 20% объема породы. Обломки угловатые, угловато-округлые размером от 0,5 см до 5 см, представлены доломитами, известняками и мергелями, и в редких случаях кристаллическими сланцами, гнейсами (1-2%). Во вкрапленниках встречается флогопит размером до 2,8 мм, пикроильменит (до 2,4 мм), гранат (до 1 мм), псевдоморфозы по оливину (до 3 мм). Отмечаются также микрозерна разложенного рудного минерала. Псевдоморфозы по оливину выполнены кальцитом с подчиненным количеством серпентина, монтмориллонита и кварца.

Основная масса породы сложена хлорит-кальцитовым тонкозернистым агрегатом и разнозернистым вторичным кальцитом. В основной массе отмечаются редкие чешуйки и таблички флогопита (1-2%), в т. ч. хлоритизированного (0,02-0,2 мм), микрозерна окисно-рудных минералов в количестве 2-3%. В качестве акцессорной примеси установлен апатит. Многочисленные прожилки в породе выполнены вторичным кальцитом, реже – кварцем. По трещинам развит магнетит, часто разложенный до гематита. В порфировых кимберлитах из минералов-спутников алмаза в весовых количествах зафиксированы пикроильменит, пироп и флогопит.

По петрохимическому типу [2,3,4] кимберлитовое тело относится к третьему типу и имеет железотитанистый низкокалиевый состав. Ранжированный ряд элементов-индикаторов кимберлитов, нормированный по вмещающим терригенно-карбонатным породам, представлен следующими химическими элементами и компонентами: Ni (69,21) Nb(49,63) Cr(24,34) Ba(10,22) La(8,04) TiO_2(7,64) Ce(6,87) Co(7,26) P_2O_5(6,65) Nd(6,06) Fe_2O_3(4,90) V(4,43) MgO(4,27) Sr(3,88) Cu(3,45) Sc(2,85) MnO(2,73) Zr(2,63) Zn (2,38) Rb(1,91) SiO_2(1,83) Mo(1,55) Na_2O(1,50) Pb(1,47) S(0,98) Y(0,88) Ga(0,72) Al_2O_3(0,64) K_2O(0,35) CaO(0,20). Для вмещающих терригенно-карбонатных пород выделен следующий ранжированный ряд элементов-индикаторов: Ni(13,65) Nb(3,65) Cr(3,12) Zn(3,10) Na_2O(2,13) Co(1,86) TiO2(1,77) Fe_2O_3(1,61) V(1,59) Ba(1,51) MgO(1,42) Sr(1,42) Nd(1,41) Mo(1,32) Li(1,28) MnO(1,27) As(1,22) SiO_2(1,19) Sc(1,18) Ga(1,14) Al_2O_3(1,10) Rb(1,08) Cu(1,00) La(0,98) CaO(0,90) P_2O_5(0,89) Ce(0,86) Zr(0,85) Be(0,80) Yb(0,79) Pb(0,79) Y(0,71) Sn(0,68) K_2O(0,61) Ag(0,51) S(0,18).

Характерной особенностью кимберлитового тела является повышенное содержание Ba и редкоземельных La и Ce, что должно учитываться при

геохимическом опробованиии [3,8]. В целом, ведущая роль принадлежит элементам сидерофильной группы и Nb. По результатам кернового опробования среднее содержание алмазов в кимберлитовых породах составляет 0,01 кар/т и позволяет говорить о слабой алмазоносности тела [2,5]. Обнаружен алмаз класса -2+1 мм весом 2,1 мг (0,01 кар.) Кристалл переходной формы, бесцветный, полупрозрачный, с протомагматическим сколом и скульптурами травления в виде шрамов и треугольных впадин, содержит включения графита и сульфидов и относится к I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [7]. Цвет люминесценции сиреневый.

Выявление нового кимберлитового тела на территории, где ранее был открыт ряд объектов, в том числе коренное месторождение алмазов – трубка Комсомольская, подтверждает правильность применяемой методики поисков кимберлитовых тел и позволяет по-новому взглянуть на проблему обнаружения новых источников алмазного сырья в уже известных кимберлитоперспективных районах. Локализация небольшого по размеру кимберлитового тела с использованием традиционного бурения вертикальных скважин свидетельствует о том, что потенциал Алакит-Мархинского поля далеко не исчерпан. Однако, для успеха, безусловно, требуются новые подходы [3,6,8], в том числе использование наклонного бурения, что позволит исключить пропуск дайкообразных тел, которые известны как в Далдыно-Алакитском, так и в других районах, могут быть алмазоносными (тр. Айхал, тело Майское и др.) и, несомненно, будут востребованы современной промышленностью [9,10].

Литература:

1. Инструкция по применению классификации запасов к коренным месторождениям алмазов. – М.: ГКЗ-СССР, 1984.

2. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г. и др. Петрохимические критерии оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений Якутии // Геохимия. 2010. № 4. с. 366-376.

3. Кременецкий А.А., Карась С.А., Толстов А.В. Геохимические поиски кимберлитовых трубок на закрытых территориях: проблемы и решения // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. с. 126-139.

4. Костровицкий С.И. Минералогия и геохимия кимберлитов западной Якутии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. - Иркутск, 2008.

5. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr- и Nd кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. с. 78-82.

6. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М. и др. Перспективы выявления новых кимберлитов на Вилюй-Мархинском междуречье (Западная Якутия) // «Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков». Новосибирск, 2016, ИГМ СО РАН, с. 76-80.

7. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. - М.: Наука, 1984. - 264 с.

8. Симоненко В.И., Толстов А.В., Васильева В.И. Новый подход к геохимическим поискам кимберлитов на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. 2008. № 4-5. с. 108-112.

9.Толстов А.В., Князьков А.П., Яныгин Ю.Т. Предпосылки выявления новых месторождений алмазов на Вилюй-Мархинском междуречье // АК АЛРОСА, Мирный, 2014, с. 217-221.

10. Толстов А.В., Фомин В.М., Зырянов И.В. Новые открытия – основа развития Западной Якутии // Наука и инновационные разработки – Северу. Изд-во «Перо», Мирный, с. 171-172.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВТОРИЧНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО УЗЛА, ВМЕЩАЮЩЕГО ТРУБКУ НЮРБИНСКАЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Кошкарев Д.А.

Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), KoshkarevDA@alrosa.ru

Проблема локального прогноза алмазных месторождений в Западной Якутии обусловлена длительным периодом (10-15 лет) между открытиями продуктивных кимберлитовых тел. Одним из путей решения проблемы эффективного прогнозирования месторождений является всестороннее изучение тектонического положения кимберлитовых тел, включающего в себя и вещественный (геохимический, минералогический, петрохимический) анализ разрывных нарушений и тектонических узлов, вмещающих искомый объект. Подобные работы могут значительно расширить, имеющуюся на сегодняшний день, прогнозно-поисковую базу и позволят значительно усовершенствовать структурно-тектонические поисковые критерии и признаки.

Для разработки обозначенных выше прогнозно-поисковых критериев и признаков были проведены исследования, направленные на геохимическую типизацию вторичной гидротермальной минерализации структурно-

тектонического узла, вмещающего трубку Нюрбинская (Накынское кимберлитовое поле, Западная Якутия). Исследования были выполнены в рамках комплексных работ как локального плана – создание структурно-вещественных моделей известных месторождений, так и общего – изучение тектоники и вещественных особенностей пород кимберлитового поля в целом.

Объектами исследований послужили зоны метасоматических и гидротермальных изменений в разломных зонах узла, вмещающего трубку Нюрбинская. Реперным вторичным гидротермальным минералом был выбран кальцит, как наиболее широко распространенный минерал трещинных систем Накынского поля и как основной минерал метасоматически измененных пород в пределах околотрубочного пространства (известняки Олдондинской свиты нижнего ордовика).

Полученные данные по изотопным и геохимическим характеристикам кальцитов и измененных пород с различных участков карьерного поля тр. Нюрбинская позволили создать поисковую структурно-геохимическую модель потенциально рудовмещающего разломного узла (рис.).

Предпосылка, что модель представляет собой именно узел, а не кимберлитовое тело определяется из того, что исследованный кальцит является постмагматическим образованием, его источником были гидротермальные растворы, которые образовывались при активизации разломной сети в различное время. Другими словами, геохимическая и изотопная специфика кальцита определяется глубиной и степенью проницаемости разломной сети, а также магматическими образованиями, присутствующими в разломном узле. Априори принято, что структура вмещающая кимберлитовое тело является максимально проницаемой и глубинной. Исходя из данного предположения автором были определены изотопные и геохимические признаки, характеризующие данную, наиболее проницаемую структуру.

Установлено, что каждая из рудовмещающих разломных систем тр. Нюрбинская (Ботуобинская, Диагональная и Широтная) имеют свои специфические изотопно-геохимические характеристики кальцитов и метасоматитов. Так, Диагональный разлом характеризуется кальцитами с повышенными содержаниями лантан-цериевой группы элементов, при фоновом содержании хрома и никеля. Зоне Ботуобинского разлома соответствуют участки с кальцитами обогащенных хромом, никелем и с повышенным содержаниям HREE. Широтному разлому соответствует зона распростра-

нения кальцитов с La+Ce+Cr+Ni+HREE геохимической спецификой (данные ISP-MC) (рис.).

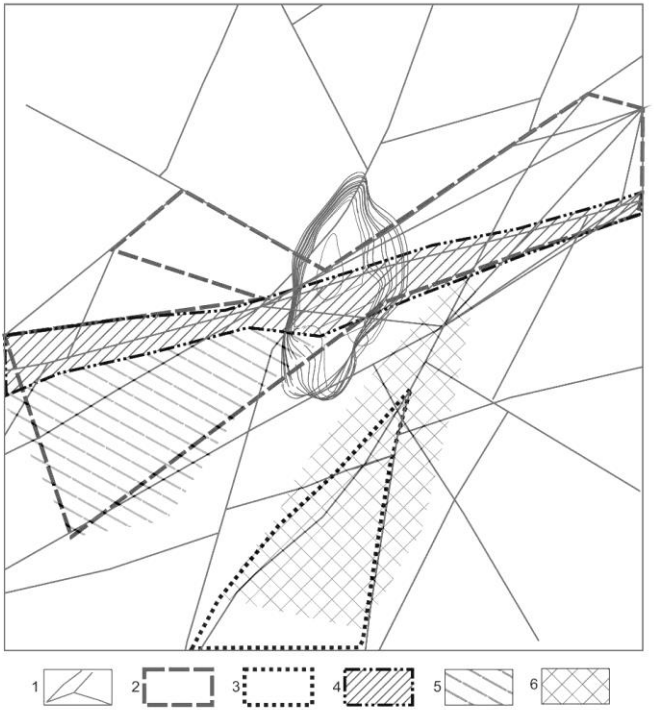


Рис. Структурно-геохимическая модель рудовмещающего разломного узла по результатам изучения гидротермальных кальцитов и измененных пород.
Условные обозначения: 1) структурно-тектонический рудовмещающий узел; Зоны распространения кальцитов с различными изотопными характеристиками: 2) $\delta^{18}O$ > 17 ‰, δ13C > -5 ‰; 3) $\delta^{18}O$ < 16.5 ‰, $\delta^{13}C$ < -10 ‰; Зоны распространения кальцитов обогащенных примесными элементами: 4) La+Ce+Cr+Ni+HREE; 5) Cr+Ni+HREE; 6) La+Ce+HREE.

Полученные изотопные соотношения кислорода и углерода в кальцитах показали, что наиболее близкие отношения к таковому из кимберлитов, устанавливаются по зоне Широтного и Ботуобинского разломов. При этом, наиболее «кимберлитовые» изотопные отношения отмечаются в юго-западных сегментах указанных разломов, относительно тр. Нюрбинская. В

зоне Диагонального разлома подобные гидротермальные образования не устанавливаются.

Часть кальцитов из зоны диагонального разлома характеризуются аномально низкими значениями $\delta^{13}C$ – до -20 ‰, при относительно высоких значениях $\delta^{18}O$ – от 10 до 16.5 ‰ (единичные до 21.86). Т.е. данные кальциты значительно обогащены органогенной CO_2, но имеют высокую температуру минералообразования. Таким образом, по изотопным значениям в карьерном поле тр. Нюрбинская устанавливаются два сектора, отличающихся по изотопным характеристикам (рис.).

Другой особенностью описываемого разломного узла является дискретность проб с аномальными содержаниями реперных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Cr, Ni), в изученных геохимических зонах вероятность обнаружения «поисковых» кальцитов составляет 40-50%. При присутствии искомого кальцита, реперными элементами обычно обогащены все разности – жеодовый, пленочный, прожилковый. Содержание реперных элементов в кальцитах снижается к краевым частям узла, но прослеживается на расстоянии до 400 м по отдельно взятому сегменту разлома от точки пересечения рудовмещающих трещинных структур. Следовательно, изотопно-геохимические особенности гидротермальных кальцитов правомерно использовать для идентификации (поисков) потенциально кимберлитовмещающего разломного узла.

Следует отметить, что в пределах Накынского поля кальциты аналогичные описываемым установлены только в 3 поисковых скважинах из 37 исследованных. Из них две скважины вскрывают единую тектоническую структуру благоприятную, по мнению автора, для внедрения кимберлитов.

ИНДИКАТОРНЫЕ СВОЙСТВ КАЛЬЦИТА И ДОЛОМИТА НА ПРИМЕРЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТЕЛА МАЙСКОЕ (ПО ДАННЫМ РЕНГЕНОГРАФИЧЕСКОГО И ТЕРМОГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДОВ)

Лисковая Л.В.
Научно-исследовательское геологическое предприятие АК "АЛРОСА" (ПАО) г. Мирный

Обширный материал, накопленный в процессе рентгенографического и термографического изучения кимберлитов, неизмененных и измененных

осадочных карбонатных пород, изученный в целях отработки технологий поиска алмазных месторождений, позволил выявить индикаторные особенности кальцита и доломита, которые могут быть использованы при локализации кимберлитовых тел. Основными параметрами являются удельная теплота диссоциации карбонатов – Qдж/гр, характер распределении ассоциаций кальцит-доломит и относительная интенсивность линии отражения 113 – I_{113}/I_0%.

Признаком изменения карбонатных пород предлагается принять понижение величины термографического параметра относительно эталонного значения Q=450 дж/гр. При этом особенно важным является факт присутствия карбонатов с Q<300дж/гр. Разработана полуколичественная шкала оценки состояния измененности карбонатов по величине Q: интенсивно измененные при Qдж/гр<300, средне измененные при 300 < Qдж/гр < 350 , слабо измененнные и неизмененные при Qдж/гр >350. В качестве минералогического признака измененности карбонатных пород рассматривается увеличение неоднородности в распределении ассоциаций кальцит-доломит относительно фоновых осадочных пород. Наличие вторичных изменений карбонатов, в том числе, связанных с перекристаллизацией, проявляющейся в явлениях микротекстуры, анализируются с помощью рентгенографического параметра I_{113}/I_0%. Измененным считаются карбонаты при I_{113}/I<15%. Для эталона кальцита I_{113}/I_0=17.2%, доломита I_{113}/I_0=26%.

Все перечисленные параметры могут быть использованы в качестве индикаторов вторичных преобразований карбонатных осадочных пород, в том числе, происходящих под действием постмагматической деятельности кимберлитов и базитов. Работы по исследованию признаков магматического влияния выполнены с использованием дифрактометра ARLX`TRA (Швейцария) и термоанализатора DTG60AH (Shimadzu, Япония).

Рассмотрено проявление признаков магматического влияния во вмещающих породах тела Майское, расположенного в 3 км к юго-западу от трубки Ботуобинская. В основе анализа положены материалы Мархинской ГРП БГРЭ в 2006-2014 гг, полученные при бурении наклонными разведочными скважинами, прошедших по породам нижнего палеозоя и вскрывших кимберлиты.

Для вмещающих пород тела Майское получено распределение Q по интервалам значений в сравнении с фоновыми осадочными карбонатными породами и измененными вмещающими породами вблизи трубок Нюрбинская и Ботуобинская (рис. 1). Максимум распределения по Q для тела

Майское лежит в области Q<300 дж/гр, что отличает его от фоновых осадочных пород, где преобладают карбонаты с Q>450дж/гр. Наблюдается подобие распределения по Q с вмещающими породами трубок Нюрбинская и Ботуобинская по преобладанию интенсивно и средне измененных карбонатов с Q<350 дж/гр.

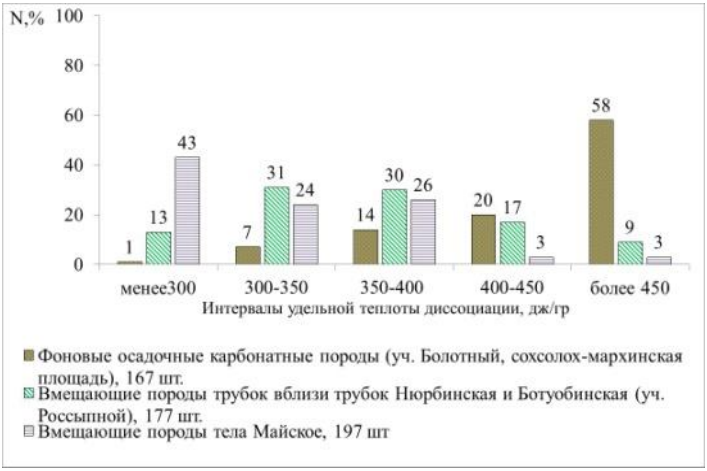
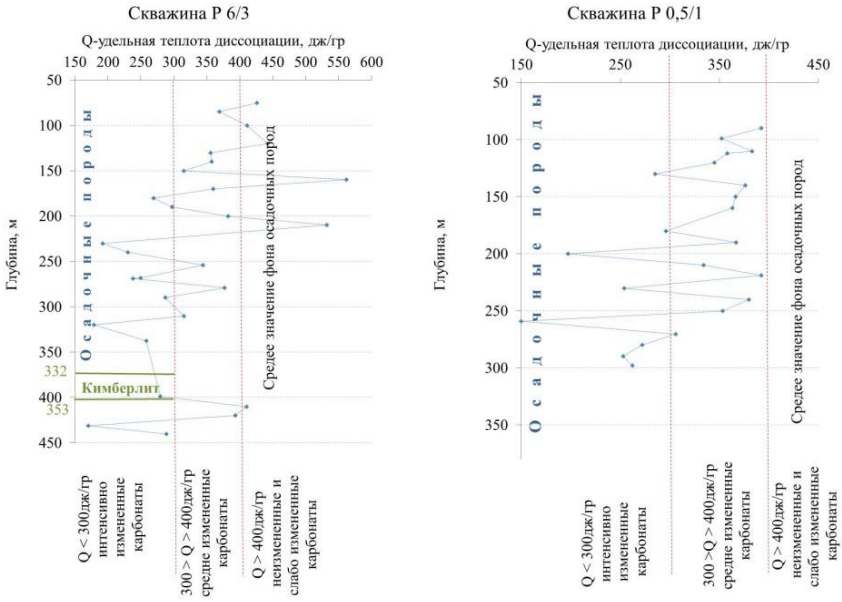


Рис. 1. Сравнение распределений термографического параметра Q вмещающих пород тела Майское, трубок Нюрбинская и Ботуобинская и фоновых осадочных пород (Сохсолох-мархинская площадь).

На примере разреза Р 6/3 тела Майское (рис. 2 а) показана тенденция к возрастанию числа интенсивно измененных карбонатов с Q<300 дж/гр при приближении к кимберлитам и в самой зоне кимберлитов (рис. 2а). Для разреза скважины Р 0.5/1, не вскрывшей кимберлиты, пробуренной на расстоянии около 40 м от тела Майское также, как и для скважин, вскрывших их, наблюдается появление интенсивно-измененных карбонатов интервале глубин 250-350 м. Полученный факт позволяет предполагать, что их появление на данном интервале глубин может быть вызвана влиянием кимберлитов тела Майское, находящемся на небольшом расстоянии от разреза.

По характеру распределения ассоциаций кальцит-доломит вмещающие породы тела Майское и трубок Нюрбинская и Ботубинская обнаруживают сходство, заключающегося в отсутствии ярко выраженного доминирования одного из карбонатов, в отличие от удаленного от кимберлитовых тел участка Северный, на котором преобладает доломит (рис. 3). Вероятно,

влияние кимберлитов на вмещающие породы привело к кальцитизации доломитов в околотрубочном пространстве.



а **б**

Рис. 2. Распределение удельной теплоты диссоциации карбонатов Q по глубине разреза скважины Р 6/3 (а) и Р 0.5/1(б): (геологические разрезы построены Степановым Е.А., Сыромолотовой Н.А. и др., БГРЭ, 2014).

Согласно среднему содержанию карбонатов и количеству перекристаллизованных кальцитов и доломитов, во вмещающих породах тела Майское преобладает перекристаллизованный доломит, так же, как и во вмещающих породах трубок Нюрбинская и Ботубинская (таблица). Объекты отличаются между собой по количеству перекристаллизованного кальцита, которое на последнем участке больше. Фоновые осадочные породы характеризуются меньшим количеством перекристаллизованных карбонатов, в отличие от пород, вмещающих кимберлитовые тела.

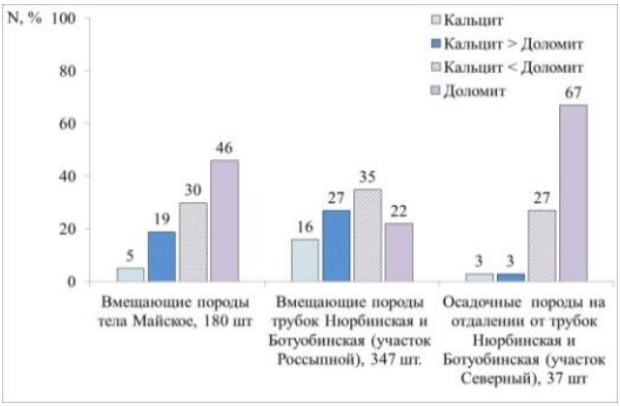


Рис. 3. Сравнение распределений ассоциаций кальцита и доломита во вмещающих породах тела Майское, трубок Нюрбинская и Ботуобинская и на удаленном от кимберлитовых тел участке Северный

Таблица

Среднее содержание карбонатов и количество измененных кальцитов и доломитов в осадочных карбонатных породах

Объект	**Кальцит**		**Доломит**	
	Среднее содержание %	**Количество измененных карбонатов, %**	**Среднее содержание %**	**Количество измененных карбонатов, %**
Вмещающие породы тела Майское, 197 шт,	18	12	45	52
Вмещающие породы трубок Нюрбинская и Ботуобинская, 347 шт,	40	76	29	86
Фоновые осадочные породы (Сохсолох-мархинская площадь), 116 шт,	82	18	49	12

Таким образом, на примере вмещающих пород тела Майское, показано проявление индикаторных свойств доломита и кальцита. Признаком вторичных изменений пород принято следующие свойства: наличие карбонатов с Q<300дж/гр; неоднородность распределения ассоциаций кальцит-доломит; наличие перекристаллизованных карбонатов, выявленных с помощью рентгенографического и термографического методов. Установленные свойства можно использовать для выявления магматического воздействия на осадочные карбонатные породы кимберлитов и базитов. Работы в данном направлении продолжаются.

РЕЗУЛЬТАТЫ RE-OS ДАТИРОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И КСЕНОКРИСТАЛЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Мальковец В.Г.[1,2,3,4,5], Гриффин В.Л.[4], Третьякова И.Г.[6], Похиленко Л.Н.[2], Белоусова Е.А.[4], Пирсон Н.Дж.[4], Зедгенизов Д.А.[2,3], Резвухин Д.И.[2], Гибшер А.А.[1,2,5] Яковлев И.В.[2,3], Специус З.В.[1], О'Рейлли С.[4], Толстов А.В.[1], Похиленко Н.П.[2]

1 – НИГП АК АЛРОСА (ПАО), г. Мирный

2 – Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск, vladimir.malkovets@gmail.com

3 – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

4 – Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, Australia

5 – Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Japan

6 – Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

На основании валового Re-Os датирования ксенолитов перидотитов из кимберлитовых трубок Удачная и Мир было установлено, что формирование и стабилизация литосферной мантии центральной части Сибирского кратона происходило в раннем архее ~3.6-3.0 млрд лет [4]. В этой же работе было показано, что литосферная мантия Сибирского кратона подвергалась процессам многостадийного метасоматического обогащения. В породах литосферной мантии Re и Os концентрируются преимущественно в сульфидных фазах или в сплавах. Однако в результате детальных минералогических и изотопно-геохимических исследований было установлено, что в перидотитах литосферной мантии могут присутствовать несколько генераций сульфидов, образование которых связывается с разными этапами метасоматической модификации мантии [2]. Re относится к более подвижным элементам и может переноситься разнообразными метасоматическими агентами, что может приводить к нарушению Re-Os изотопных систем в сульфидах. Вследствие этого считается, что возрастные оценки, полученные Re-Os датированием по валу перидотитов, могут не иметь реального геологического смысла. Для того чтобы избежать проблемы наличия нескольких генераций сульфидов в перидотитах было предложено датировать индивидуальные зерна сульфидов. Кроме того, помимо мо-

дельных Re-Os датировок (T_{DM}), в которых учитывается Re/Os отношение, было предложено также использовать T_{RD} модельные датировки (rhenium depletion), в которых используется только $^{187}Os/^{188}Os$ отношение и не используется Re/Os отношение [6].

В данной работе мы представляем результаты in situ Re-Os датирования сульфидов в ксенолитах мегакристаллических перидотитов с субкальциевым пиропом [5], и в ксенокристаллах пиропов (кимберлитовые трубки Верхне-Мунского поля, Мир, Интернациональная, Нюрбинская) и алмазов из трубки Интернациональная.

Re-Os датировки первичных минеральных включений Fe-Ni MSS сульфидов в оливинах высоко-Os группы (T_{RD} 3.51-3.0 млрд лет), свидетельствуют о формировании МГД в архейское время. В этот возрастной интервал происходило формирование литосферы Сибирского кратона (3.6-2.9 млрд лет [1]). Re-Os датировки минеральных включений сульфидов в алмазах перидотитового парагенезиса также относятся к этому временному интервалу: 3.51-3.1 млрд лет [7].

Re-Os датировки (T_{RD} 2.12-1.87 млрд лет) для интерстиционных Fe-Ni MSS сульфидов однозначно свидетельствуют о более молодом возрасте этой генерации сульфидов, что также подтверждается их расположением в интерстиционном пространстве. Сульфиды этой группы, с нашей точки зрения, отражают время наложенных метасоматических процессов, связанных с амальгамацией отдельных террейнов Сибирского кратона в его современную геологическую структуру. Этот возрастной интервал надежно фиксируется в цирконах из коровых ксенолитов, выносимых на поверхность кимберлитами Якутской кимберлитовой провинции [1].

Подавляющее большинство включений сульфидов в хромистых пиропах из кимберлитовых трубок Верхнее-Мунского поля имеют крайне низкие значение $^{187}Re/^{188}Os < 0.03$ и, вследствие этого, рассчитанные модельные возраста T_{DM} и T_{RD} имеют близкие значения. In situ Re-Os датирование минеральных включений сульфидов (n=26) показало наличие четырех возрастных групп (T_{RD}): ~4.03, 3.47-2.86, 2.28-1.85 и 1.43-1.23 млрд лет. Сульфид с наиболее древним возрастом 4.03 млрд лет обнаруживает низкое $^{187}Re/^{188}Os <0.0129$ и на этом основании мы считаем, что данная датировка имеет реальное геологическое значение. Этот возраст, вероятно, отражает начальные этапы формирования литосферы Сибирского кратона.

В хромистых пиропах из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Накынское поле) подавляющее большинство включений сульфидов также имеют крайне низкие значение $^{187}Re/^{188}Os < 0.042$. In situ Re-Os датирование ми-

неральных включений (n=12) сульфидов показало наличие трех возрастных групп (T_{RD}): 2.83-2.58, 2.3-2.08 и ~1.1 млрд лет.

В хромистых пиропах из кимберлитовой трубки Удачная (Далдынское поле) подавляющее большинство включений сульфидов также имеют крайне низкие значение $^{187}Re/^{188}Os < 0.05$. In situ Re-Os датирование минеральных включений (n=20) сульфидов показало наличие трех возрастных групп (T_{RD}): 3.52-2.56, 2.23-1.73 и ~1.51 млрд лет.

In situ Re-Os датирование двух минеральных включений сульфидов перидотитового парагенезиса в алмазах из кимберлитовой трубки Интернациональная дает палеоархейское время их образования: $T_{DM\ 3.56}$ и 3.52 млрд лет и T_{RD} 3.54 и 3.5 млрд лет, соответственно.

Результаты Re-Os датирования сульфидов из ксенолитов мегакристаллических перидотитов с субкальциевым пиропом, ксенокристаллов пиропов и алмазов позволяют нам выделить следующие этапы в геологической истории развития литосферной мантии центральной части Сибирского кратона. Формирование и стабилизация литосферы Сибирского кратона началось по крайней мере ~4 млрд лет назад. Основной этап формирования деплетированной литосферы происходил во временной интервал ~3.6-2.56 млрд лет. Образование алмазов с литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем происходило на самых ранних этапах ~3.56-3.5 млрд лет.

Датирование сульфидов в хромистых пиропах свидетельствует о нескольких стадиях их метасоматического формирования [3]. Однако необходимо отметить, что, несмотря на близость этих этапов для Далдынского, Мирнинского и Накынского полей, в пределах каждого поля наблюдаются разные возрастные интервалы. Это может быть связано как с разной историей формирования литосферной мантии под отдельными кимберлитовыми полями, так и со сравнительно небольшим количеством возрастных определений.

Минералогические исследования были выполнены в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0006), при поддержке гранта РФФИ №16-05-01052. Геохимические и изотопные исследования были выполнены при поддержке проекта РНФ №18-17-00249.

Литература:

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук, Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. // Науч. ред. С. И. Митюхин, Научный Мир, Москва, 2006, 212 с.

2. Alard O., Griffin W.L., Pearson N.J., Lorand J.-P. and O'Reilly S.Y. (2002) New insights into the Re–Os systematics of subcontinental lithospheric mantle from in situ analysis of sulfides. Earth Planet. Sci. Lett. 203, 651.

3. Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wood B.J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: kimberlite sampling patterns define the link // Geology. 2007. V. 35. P.339–342.

4. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., and N. Shimizu (1995) Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for the thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism, Geochim. Chosmochim. Acta, 59, 959 – 977.

5. Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П., 2014. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады РАН, т. 454, № 5, стр. 583-589.

6. Shirey S.B. and Walker R.J. (1998) The Re–Os isotope system in cosmochemistry and hightemperature geochemistry. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 26, 423–500.

КРИТЕРИИ И ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В НОВЫХ РАЙОНАХ

Мальцев М.В.[1], Толстов А.В.[2]

1 – Вилюйская геологоразведочная экспедиция АК АЛРОСА (ПАО), maltsevmv80@mail.ru

2 – Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА (ПАО) TolstovAV@alrosa.ru.

За последние десятилетия в России не было открыто крупных месторождений алмазов, и это связано, в первую очередь, с усложнением геологических условий поисков. Территории закрыты мошной толщей перекрывающих осадков, неинформативных при применении шлихового опробования; площадное развитие траппового магматизма, в пределах которого дистанционные методы малоинформативны [2, 3, 4]. На этой территории с 1982 по 1996 год были выполнены большие объемы геологоразведочных работ, в ходе которых подтверждены перспективы коренной алмазоносности этого района, однако они были прекращены без значимого результата. Несмотря на это в 2015 году при заверке магнитной аномалии Т-54, выделенной геофизиком М.Покровским, в Ыгыаттинском алмазоносном районе геологами АЛРОСА выявлено новое кимберлитовое тело, входящее в Сюльдюкарское поле, что повысило актуальность прогнозирования и поисков новых месторождений алмазов на Вилюй-Мархинском междуречье [7].

Важную роль при опоисковании территорий на алмазы имеет стадийный подход к проведению поисковых работ. Исходя из практики работ, сложившейся в ГРК АЛРОСА необходимы опережающие геофизические работы с уточнением особенностей структурно-тектонического строения площади, выделением узлов пересечения тектонических систем, благоприятных для проявления кимберлитового магматизма. В пределах пересечения (узлов) разноорентированных разрывных нарушений в Мирнинском, Накынском, Алакит-Мархинском, Далдынском и других полях месторождения алмазов расположены именно в таких участках. Другая немаловажная проблема при проведении геофизических работ – необходимость рационального использования материально-технических ресурсов, повышение эффективности поисковых работ, поскольку по их результатам с учетом минералогических и геохимических результатов выделяются участки, рекомендуемые под заверку бурением [1, 2, 5, 6].

За последние десятилетия в ходе выполнения ГРР в пределах Ыгыаттинского алмазоносного района были установлены прямые поисковые признаки (наличие высококонтрастных ореолов ИМК, алмазы). В пределах Вилюй-Мархинского междуречья прогнозируется ряд кимберлитовых полей, Кютерское, Ыгыаттинское и Утунинское и др. Общим для кимберлитовых полей в пределах района является их приуроченность к Вилюйско-Мархинской системе глубинных разломов с-с-в ориентировки, в которой выделяются западная и восточная ветви [3,8].

Значительная часть площади Сюльдюкарского кимберлитового поля по условиям ведения поисков относится к сложным геологическим условиям и является закрытой для поисков кимберлитовых тел. Среди перекрывающих образований развиты терригенные отложения верхнего палеозоя, аллювиальные и озерно-болотные отложения, толщи базальтов катангского комплекса. Соотношение по условиям поисков (геотипам) выглядит следующим образом: I - 10%, III – 20%, IV – 35 %, V – 35% площади. Однако при этом основным методом поисков остается шлихоминералогический, базирующийся на опробовании базальных отложений с локализацией ореолов индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). При наличии в разрезе перекрывающих морских отложений, неинформативных в поисковом плане, для опробования маломощных базальных отложений требуется наработка большого объема кернового материала. Также необходимо привлечение других факторов контроля: палеотектонических, палеогеографических, литолого-фациальных, геохимических и других [9, 10].

Перспективы открытия новых коренных месторождений алмазов, по нашему мнению, связаны с Вилюй-Мархинской минерагенической зоной, картируемой зоной глубинных разломов, в границах алмазоносных районов [8, 9, 11]. К примеру, в пределах Ыгыаттинского алмазоносного района наиболее интересной является территория Сюльдюкарского кимберлитового поля, где ожидаются новые открытия [10, 12]. Для этого необходимо дальнейшее его опоискование геолого-геофизическими методами, изучение петрографии кимберлитов нового тела, а также ранее выделенных ореолов ИМК, одним из которых является ореол ближнего сноса Хатырык [3]. Полученные результаты приведут к открытию новых месторождений алмазов на Вилюй-Мархинском междуречье [13, 14].

Литература:

1. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г. и др. Петрохимические критерии оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений Якутии // Геохимия. 2010. № 4. с. 366-376.

2. Емельянов В.С., Толстов А.В., Борис Е.И. Новые данные о перспективах коренной алмазоносности Вилюйско-Мархинской зоны разломов // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Якутск, ЯФ ГУ, Изд-во СО РАН, 2004, с. 115-123.

3. Калмыков Б.А., Пелецкий М.Н. Палеогеографические особенности формирования Хатырыкского ореола кимберлитовых минералов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный, 1998, с. 218-221.

4. Кременецкий А.А., Карась С.А., Толстов А.В. Геохимические поиски кимберлитовых трубок на закрытых территориях: проблемы и решения // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. с. 126-139.

5. Лапин А.В., Толстов А.В., Василенко В.Б. Петрогеохимические особенности кимберлитов Средне-Мархинского района в связи с проблемой геохимической неоднородности кимберлитов // Геохимия. 2007. № 12. с. 1292-1304.

6. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr- и Nd кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. с. 78-82.

7. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М. и др. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов. Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 3. с. 86-94.

8. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М. и др. Перспективы выявления новых кимберлитов на Вилюй-Мархинском междуречье (Западная Якутия) // «Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков». 6-7 октября 2016 г. Новосибирск, 2016, ИГМ СО РАН, с. 76-80.

9. Симоненко В.И., Толстов А.В., Васильева В.И. Новый подход к геохимическим поискам кимберлитов на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. 2008. № 4-5. с. 108-112.

10. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Батанова В.Г. и др. Уникальные особенности состава вкрапленников оливина посттрапповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. с. 587-591.

11. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М. ИМГРЭ, 2006, 212 с.

12. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б. и др. Новое тело высокоалмазоносных кимберлитов в Накынском поле Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. с. 227-240.

13. Толстов А.В., Князьков А.П., Яныгин Ю.Т. Предпосылки выявления новых месторождений алмазов на Вилюй-Мархинском междуречье // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Изд-во АК АЛРОСА, Мирный, 2014, с. 217-221.

14. Толстов А.В., Фомин В.М., Зырянов И.В. Новые открытия – основа развития Западной Якутии // Наука и инновационные разработки – Северу. Изд-во «Перо», Мирный, с. 171-172.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, СТРОЕНИЯ И ПОИСКОВОЙ ИНФОРМАТИВНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ДЯХТАРСКОЙ ТОЛЩИ НА ПЛОЩАДИ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Масленникова Э.А.

Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный, MaslennikovaELA@alrosa.ru

Площадь расположена в зоне сочленения крупных мегаструктур Сибирской платформы - Анабарской антеклизы и Вилюйской синеклизы. В составе осадочного чехла скважинами вскрыты верхнекембрийские, нижнеордовикские, юрские и четвертичные отложения, а также среднепалеозойские магматические образования трапповой и кимберлитовой формаций.

По результатам шлихового опробования наиболее информативными отложениями являются продукты кор выветривания (T_{2-3}), подошвенные горизонты дяхтарской толщи (J_1dh), грубозернистые разности базальных горизонтов укугутской свиты (J_1uk), базальные горизонты тюнгской свиты (J_1tn). Они являются осадочными коллекторами алмазов и выделены как продуктивные горизонты.

В общей тектонической структуре района Накынское кимберлитовое поле располагается на участке пересечения разломов Средне-Мархинской системы северо-западного простирания и Вилюйско-Мархинской системы. Узел их пересечения рассматривается в качестве структурного элемента, благоприятного для проявления кимберлитового магматизма, а так же определяет особенности палеогеографического и литолого-фациального строения площади.

Дяхтарская толща (J_1dh) датируется геттанг-ранне-плинсбахским временем. Свита сформировалась в континентальной обстановке в условиях теплого влажного климата на слабо расчлененной закарстованной низменной равнине в продробленных областях карбонатных пород нижнего ордовика, т.е. является продуктом переотложения карбонатных пород и контролируется Вилюйско-Мархинской зоной тектонических разломов северо-восточного простирания. Отложения свиты приурочены к разломно-карстовой зоне и выполняют более-менее протяженные эрозионно-карстовые депрессии и изолированные карстовые воронки, полости погребенного рельефа, так называемый «подземный» карст (инфлювиальные образования).

Образованию дяхтарской толщи предшествовали: среднепалеозойская эпоха кимберлитового магматизма и средне-позднетриасовая эпоха корообразования, которая так же является временем интенсивного развития карстовых процессов. Корообразование сопровождалось широким развитием эрозионно-карстовых процессов и образованием карстовых и эрозионно-карстовых форм рельефа, вследствие значительного распространения неустойчивых в экзогенных условиях терригенно-карбонатных пород; наличия сближенных разно ориентированных зон разломов, обусловивших интенсивную раздробленность карбонатного основания. В итоге сформировалась сложная система палеодолин с движением водных потоков с северо-востока на юго-запад, а также серия изолированных эрозионно-

карстовых впадин глубиной до 40,0 м, приуроченных к зонам рудоконтролирующих разломов. В дальнейшем, при формировании отложений дяхтарской толщи эрозионно-карстовые депрессии и карстовые полости служили геоморфологическими ловушками для ореолов минералов-спутников алмаза умеренной дальности сноса.

Таким образом, на площади Накынского кимберлитового поля сформировалась карстовая алмазоносная формация дяхтарской толщи мощностью до 65м. Размещение дяхтарской толщи фрагментарное, разноразмерное: от более-менее протяженных эрозионно-карстовых депрессий в несколько километров до мелких изолированных карстовых воронок и полостей.

Наблюдается четкая закономерность – приуроченность эрозионно-карстовых и карстовых депрессий, выполненных дяхтарскими отложениями, к зонам разломов. Отложения дяхтарской толщи залегают с размывом на образованиях площадной коры выветривания, либо непосредственно на нижнепалеозойском кимберлитовмещающем цоколе.

В рельефе нижнепалеозойского цоколя весьма выразительно выделяется Дяхтар-Уолбинская палеодепрессия с притоками, выполненная дяхтарскими отложениями и протягивающаяся через всю площадь Накынского кимберлитового поля с северо-запада на юго-восток, почти на 35 км. Абсолютные отметки палеодепрессии в погребенном рельефе понижаются от 170м до 60-90м. Заложение ее контролировалось разломами Средне-Мархинской системы северо-западной ориентировки. С северо-востока и юго-запада в нее впадали временные палеоводотоки, направление которых, видимо, частично контролируется направлением Вилюйско-Мархинской зоны тектонических разломов.

В северо-восточной части площади Накынского кимберлитового поля в рельефе поверхности кровли нижнего палеозоя четко выделяется эрозионно-карстовая Дюлюнг-Дяхтарская палеодолина - левый приток Дяхтар-Уолбинской депрессии, протяженная с северо-востока на юго-запад на 10 км при ширине 3,0-4,0 км. Дяхтарские отложения мощностью от 11,0 м до 24,0 м выполняют сложно-ветвистые линейно-вытянутые понижения и карстовые воронки, представляя собой систему наземных и подземных карстовых рек, приуроченых к Диагональному разлому.

В Дюлюнг-Дяхтарской эрозионно-карстовой депрессии размещение дяхтарских отложений контролируется зонами дробления и выщелачива-

ния карбонатных пород ордовика вдоль Ботуобинского, Дяхтарского, Диагонального и Южного разломов. Наибольшее количество карстовых и эрозионно-карстовых форм рельефа отмечается в районе известных кимберлитовых трубок Ботуобинская и Нюрбинская, где их размещение контролируется теми же разломами. Мощность толщи изменяется от первых метров на склонах до 44м в карстовых воронках.

Значительные мощности дяхтарских отложений выполняют так же правый безымянный приток Дяхтар-Уолбинской депрессии, протяженной с запада на восток на 10 км при ширине 3,0-5,0 км. Так же большая мощность дяхтарских отложений (43,0м) отмечается на юге площади.

Центральные части депрессий и полостей сложены более щебнистым материалом, гравелитами, галечно–песчаными осадками, а также алевролитами, глинами и их углистыми разностями озерного и озерно-болотного генезиса. Крутые бортовые части – обвально-осыпными и оползневыми отложениями. Провально-оползневые процессы при формировании толщи характерны для всех типов депрессий.

Относительно широко распространены и коллювиальные глыбовые образования оползневого, просадочного и обвально-обрушенного происхождения. В вертикальных разрезах они образуют как одиночные, так и многоярусные горизонты мощностью от 2 до 19 м. Последние характерны для карстовых воронок.

Наиболее широким площадным распространением пользуются делювиальные (элювиальные-делювиальные) образования, представленные уплотненными бескарбонатными алевритистыми глинами мощностью до 15 м. Это слабо смещенные продукты кор выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика. От элювиальных образований коры выветривания они отличаются включениями щебня, реже галек, гравия, песка и траппового ильменита, а также по более низкой их радиоактивности.

Отложения дяхтарской толщи являются алмазоносными. Высокая поисковая информативность отложений дяхтарской толщи подтверждаются находками в них пиропов и хромшпинелидов алмазной ассоциации. Карстовыполняющие отложения дяхтарской толщи весьма перспективны на выявления россыпей как ближнего, так и умеренной дальности сноса.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КИМБЕРЛИТОВ СЮЛЬДЮКАРСКОЙ ТРУБКИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЫГЫАТТИНСКОГО РАЙОНА

Минин В.А.[1], Мальцев М.В.[2], Толстов А.В.[3]
1 – Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С.Соболева, г. Новосибирск, minin@igm.nsc.ru
2 – Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), MaltsevMV@alrosa.ru
3 – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО, РС(Я), tols61@mail.ru

Сюльдюкарская трубка представляет собой первую находку кимберлитов в среднем сегменте протяженной Вилюйско-Мархинской алмазоносной зоны, в южной части которой локализовано Мирнинское кимберлитовое поле, а в северной – Накынское. Трубка располагается в левом борту р. Сюльдюкар в верховьях ее левого притока р. Сян. Кимберлиты прорывают известняки и мергели раннего кембрия и с размывом перекрываются средне-позднекарбоновыми и пермскими полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Трубка состоит из двух сближенных уплощенных в широтном направлении тел. Тектоническая трещина, по которой внедрялись расплавы круто (75-80°) погружается на север [1].

Анализ вариаций содержаний оксидов показал, что в породах трубки отчетливо обосабливаются две дискретные совокупности – Ca-кимберлиты и Mg-кимберлиты (табл. 1). Породы каждого кластера занимают вполне определенное место в пространстве – Mg кимберлиты приурочены к осевым частям тел, Ca, облекая магниевые, формируют их внешнюю оторочку. Трубка, таким образом, представляет собой комбинацию двух протяженных дифференцированных кимберлитовых тел, в которых центральные части обогащены Mg компонентой, а периферические Ca. Такой же тип дифференциаци установлен в кимберлитах Ботуобинской и Майской трубок Накынского поля, обладающих в

Таблица 1. Средние составы кластерных групп кимберлитов Сюльдюкарской трубки

	Mg-кластер	Ca-кластер
SiO_2	25.30	16.18
TiO_2	1.10	1.65
Al_2O_3	2.38	3.22
Fe_2O_3	5.13	5.10
MnO	0.06	0.11
MgO	23.55	12.21
CaO	18.01	30.16
Na_2O	0.02	0.03
K_2O	0.41	0.88
P_2O_5	0.58	0.64
n	38	60

отличии от сюльдюкарских малокальциевым, малотитанистыми высококалиевым составом [2, 3].

Породы Са-кластера представлены гипабиссальными кальцитовыми кимберлитами (кальцит/оливин ~5/1-3/2). Порфировые вкрапленники в них составляют ~10-20% объема породы, представлены они (в порядке убывания) кальцитом, оливином, флогопитом, ильменитом. Оливин полностью замещен серпентином. Во всех без исключения кимберлитах присутствуют пиропы, альмандины, шпинели, рутил, апатит, в 14% образцов обнаружены алмазы.

Mg-кластер объединяет гипабиссальные кимберлиты, в которых оливин преобладает над кальцитом (кальцит/оливин ~2/3-1/3). Оливин полностью замещен серпентиновым или кальцит-серпентиновым минеральными агрегатами. Вкрапленники, представленные оливином, кальцитом, ильменитом, флогопитом, составляет 20-35%.В Mg-кимберлитах, так же как и в Са-кимберлитах, постоянно присутствуют пиропы, альмандины и шпинели, рутил, апатит. Алмаз встречается несколько чаще – в 18% образцов. Переходы между породными разновидностями обеихкластеров постепенные.

Содержания пиропов в кимберлитах варьируют в пределах 100-300 г/т. В координатах Cr_2O_3-CaO они образуют вытянутый компактный ряд точек, практически полностью располагающийся в поле составов пиропов лерцолитового парагенезиса. Верлитовых гранатов в рассматриваемой выборке оказалось 6% (19 из 327), гарцбургит-дунитовых – 1.5% (5 из 327). По этим параметрам пиропы Сюльдюкарской трубки близко соответствуют пиропам Мирнинского поля и дистанцируются от пиропов Накынского поля, в составе которых велика (36%) доля высокохромистых (Cr_2O_3>9.0%) разностей. Ранжирование пиропов по петрохимическим типам пород показала, что в кимберлитах Са-кластера значительно чаще встречаются пиропы с повышенными концентрациями TiO_2, Al_2O_3, MgO, а в кимберлитах Mg-кластера выше доля пиропов, обогащенных FeO и CaO.

Минералы группы ильменита представлены парамагнитными пикроильменитами и ферримагнитными гемоильменитами. Средние содержания магния в пикроильменитах составляет 9.11%, в гемоильменитах 5.93%, титана 46.76% и 39.37% соответственно. В целом они комплиментарны минералам кимберлитов трубок Мир и Дачная Мирнинского поля, несколько сдвигаясь в область повышенных содержаний Ti и Mg. Ильмениты, так же, как и пиропы, наследуют черты химизма вмещающих их ким-

берлитов. В кимберлитах Mg-кластера преобладают пикроильмениты с повышенными содержаниями TiO_2, MgO и гемоильмениты обогащенные Cr_2O_3.

Таблица 2

Средние значения параметров алмазоносности кимберлитов Сюльдюкарского тела

	Mg-кластер	Ca-кластер
Суммарный вес интервальных проб кимберлита, *кг*	7033.8	11186.1
Средний вес кристалла алмаза, *мг*	3.4	3.13
Среднее содержание кристаллов алмаза в 1 тонне кимберлита	50	10
Среднее содержание алмазов, *к/т*	**0.78**	**0.14**
Количество проб	56	100

Наиболее продуктивными в Сюльдюкарской трубке являются породы Mg-кластера. Средние содержания алмазов в кимберлитах данного типа составляют 0.78 к/т. В Ca-кластере алмазоносность значительно ниже – 0.14 к/т (табл. 2). В кимберлитах Накынского поля распределение алмазов подчиняется таким же закономерностям – от Ca разновидностей к Mg увеличивается общая алмазоносность пород, количество кристаллов в 1 тонне породы, средний вес кристалла алмаза. Так в Майской трубке падение алмазоносности от Mg кимберлитов к Ca выражается цифрами 9.1 и 1.1 к/т, в Ботуобинской – 9.2 и 3.9 к/т соответственно [2]. Совпадают в сюльдюкарских и накынских кимберлитах и основные тенденции варьирования составов индикаторных минералов в петрохимических типах пород. Основной и единственной причиной такого подобия может быть только общий для рассматриваемых трубок механизм кристаллизационной дифференциации кимберлитового расплава в статических (промежуточная камера) и/или динамических условиях. Различный уровень алмазоносности сюльдюкарских и накынских кимберлитов, по всей видимости, обусловлен контрастными различиями исходных кимберлитовых жидкостей.

В координатах A-TiO_2/Fe_2O_3 средние содержания алмазов и химизм эксплуатируемых, отработанных и числящихся в резерве кимберлитовых месторождений Якутии образуют прямолинейную регрессионную полосу с равномерным расположением фигуративных точек (рис.).

Примечательно, что кимберлиты с гемоильменитом (трубки Мир, Дачная, Сюльдюкар), располагаются на внешней, относительно точки пересечения координатных осей, части регрессионной полосы. Не обсуждая тер-

модинамических причин подобной взаимозависимости, подчеркнем, что сам факт вхождения Сюльдюкарской трубки в одну группу с продуктивными трубками Мирнинского поля позволяет оценивать поисковые перспективы сопряженных с ней территорий (бассейн р. Ыгыатта) как очень высокие.

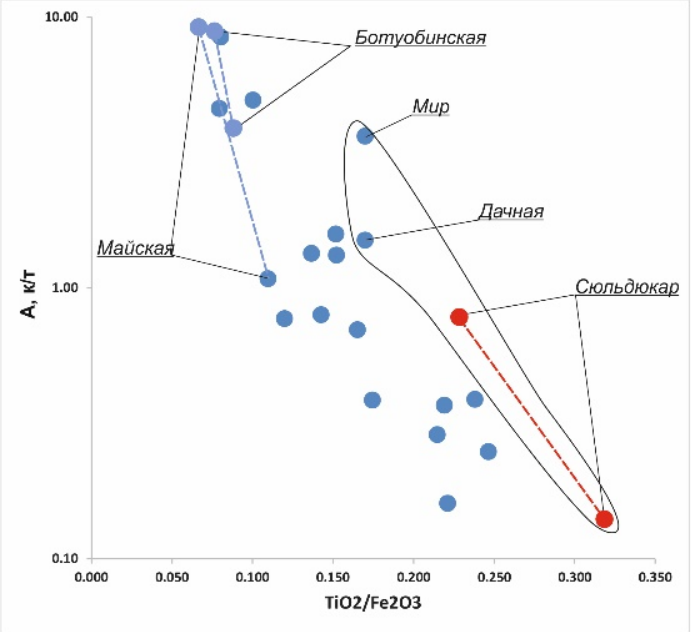


Рис. 1. Вариации алмазоносности (карат на тонну) относительно величины отношения TiO_2/Fe_2O_3 в кимберлитах алмазных месторождений Якутской провинции. Оконтурено поле составов кимберлитов, в которых присутствует гемоильменит. Пунктирными линии - конноды, соединяющие Mg- и Ca-кимберлиты в Майской, Ботуобинской и Сюльдюкарской трубках

Литература:

1. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М., Старкова Т.С. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. - 2016. - № 3. - С.86-94.

2. Минин В.А., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Толстов А.В., Зинчук Н.Н. Особенности распределения кальция в кимберлитах Якутской провинции. / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всерос-

сийской научно-практической конференции, 2-4 апреля 2013 г. – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. – Том II. – с. 21-24.

3. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б. и др. Новое тело высокоалмазоносных кимберлитов в Накынском поле Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. с. 227-240.

ТЕХНОЛОГИЯ ТРЕХМЕРНОГО КАРТИРОВАНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Новопашин А.В., Шмаков И.И.

Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

Внедрение программного обеспечения (ПО) Micromine на предприятиях геологоразведочного комплекса «АЛРОСА» позволило задействовать функциональные возможности этой программы для решения широкого круга информационно-аналитических задач алмазопоисковой геологии. К таковым можно отнести: создание разноранговых объемных моделей (вещественно-индикационных, структурно-тектонических, прогнозно-поисковых и других); оценка запасов и прогнозных ресурсов при разведке россыпных источников алмазов; трехмерное картирование данных документации керна скважин, ГИС, минералогического опробования, геохимии.

Основным преимуществом использования горно-геологической информационной системы (ГГИС) Micromine является тот факт, что эта программа изначально ориентирована на трехмерное (3D) представление пространственно-координированных данных, и позволяет формировать реалистичные отображения геологического строения и атрибутивных характеристик среды (геофизических, литостратиграфических и др.).

Визуальный анализ информации в трех измерениях, включающий идентификацию, выбор проекций и получение срезов, упрощает поиск пространственных закономерностей в распределении анализируемых данных. Наряду с этим, возможность создания поверхностей, структур и блочных объектов по объемной модели позволяет эффективно осуществлять интерпретацию данных. Как следствие, полученный результат может

положительным образом сказаться на общей эффективности экспертных заключений, а также повысить скорость процедуры принятия решений [1].

Таким образом, в зависимости от типа решаемой задачи трехмерное картирование геолого-геофизических материалов может сопровождаться созданием погоризонтных планов, систем геологических разрезов, блочных объектов. Также может использоваться функция выноски отметок, интервалов и графиков вдоль ствола скважины. В качестве примера можно привести результаты картирования стратиграфических интервалов и данных гамма-каротажазоны диагонального разлома Накынского кимберлитового поля (НКП) (рис. 1).

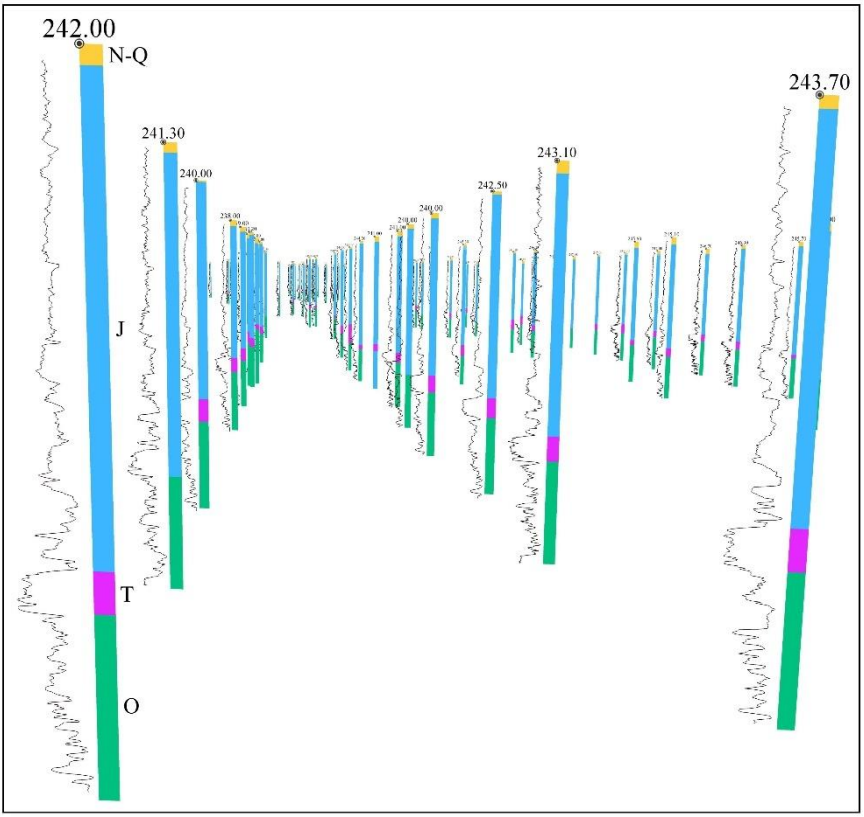


Рис. 1. Трехмерная визуализация данных документации керна скважин и гамма-каротажа (зона рудовмещающего разлома НКП)

Изображение получено путем создания базы данных скважин Micromineи с привлечением авторских программных средств, позволивших автоматизировать процесс сбора информации. В качестве исходных данных использовались материалы Вилюйской геологоразведочной экспедиции АК «АЛРОСА».

Такое представление позволило, в частности, оперативно проверить материалы итоговой документации по керну и ГИС на предмет их сходимости, и выявить ряд ошибок и несоответствий в исходных данных. Важно отметить, что решить подобную задачу, используя традиционные карты ввиде планов/разрезов проблематично.

Подобную технологию можно применять и для визуализации интервалов минералогических и геохимических проб.

Трехмерное картирование геолого-геофизических данныхв решении информационно-аналитических задач применительно к территории Якутской алмазоносной провинции использовалось и ранее [2, 3]. В этих исследованиях использовались геоинформационные (ГИС) пакеты ArcGIS и Surfer, которые предназначены, в основном, для картосоставительских работ и не обладают сопоставимым функционалом трехмерного моделирования Micromine. Соответственно, возможность создания объемных моделей в таких программах была ограничена. Вместе с тем, опыт трехмерного картирования показал, что ряд процедур, связанных с предварительной подготовкой данных следует проводить именно в ГИС-пакетах. Поэтому выигрышная стратегия заключается в совместном использовании ГИС и ГГИС, а также других вспомогательных программ.

Помимо графического отображения данных в трехмерной среде и визуальной проверки и сопоставления данных, программный пакет ГГИС позволяет создавать каркасы по различным атрибутам горных выработок (содержание, стратиграфия, литология, данные технологической минералогии, данные скважинной геофизики и пр.). Внутри таких каркасов могут быть созданы блочные модели по заданным атрибутам и трехмерные оболочки по этим же критериям. Вместе с тем, распределение атрибутивных значений по горным выработкам (скважинам, шурфам, шахтам и т. д.) в пространстве может быть описано определенными статистическими или математическими моделями. Эти и другие модели, полученные методом обработки данных в программном пакете ГГИС, могут дать качественно новую геолого-генетическую информацию.

Полученные таким путем графические и математико-статистические модели могут быть использованы для интерпретации эволюции развития известных алмазных месторождений и рудопроявлений, как коренных, так и россыпных, а также распознавания закономерностей размещения этих месторождений и находки новых рудных тел.

Литература:

1. Гущина Е.А. Учет подземных сооружений в условиях городской среды с использованием трёхмерных ГИС / Е. А. Гущина // Кадастр недвижимости. 2010. № 3 (20). С. 44-45.

2. Коробков И.Г. Вулканотектонические структуры западной Якутии и их роль в формировании кимберлитовых полей Среднемархинского и Малоботуобинского алмазоносных районов / И. Г. Коробков, А. В. Новопашин, А. И. Коробкова // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2011. № 5. С. 49-55.

3. Коробков И.Г. Тектоника, палеогеография и базитовый вулканизм алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2015. 352 с.

МАКРОКРИСТАЛЛЫ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Опарин Н.А., Олейников О.Б.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

nik3256-1989@yandex.ru

Макрокристаллы хромшпинелидов наряду с флогопитом, пиропом и пикроильменитом являются одними из основных неизмененных крупных компонентов кимберлитовых пород, слагающих трубки Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) [1]. Хромистая шпинель встречена в виде резорбированных ксеноморфных зерен размером до 1,5 мм.

Для хромшпинелидов из трубки Апрельская (n=300) по сравнению с минералом из трубки Манчары (n=84) характерны повышенные содержания MgO (от 11,38 до 21,58 %) и Al_2O_3 (от 5,1 до 19,4 %) (табл. 1). В тоже время большая часть макрокристов из трубки Манчары характеризуется более высокими содержаниями Cr_2O_3 (от 45,0 до 61,3 %) (табл.). Все проанализированные зерна содержат TiO_2, концентрации которого не зависят от количества в минерале Cr_2O_3. В шпинелях из трубки Манчары содержа-

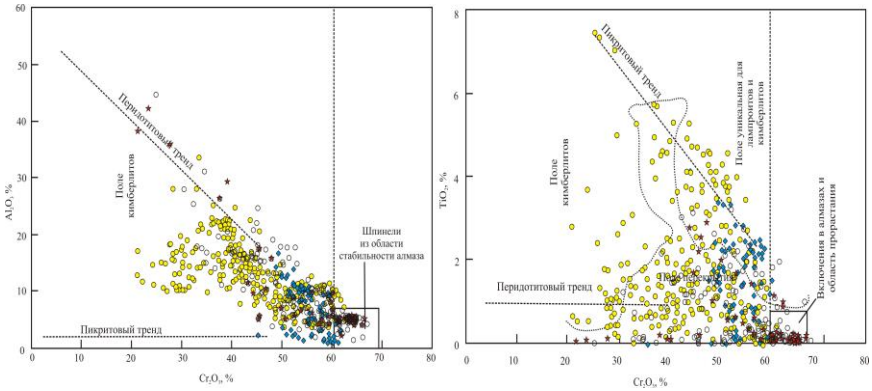
ния этого оксида колеблются от 1,2 до 4,2%, из трубки Апрельская – от 0,2 до 4,4%.

Изучение макрокристаллов хромшпинелидов из кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская показало широкие диапазоны изменений содержаний всех основных компонентов минерала. В обеих трубках Хомпу-Майского поля присутствуют единичные зерна, содержащие более 60% Cr_2O_3. На диаграммах Al_2O_3 – Cr_2O_3 и TiO_2 – Cr_2O_3 (рис. 1) несколько точек составов хромшпинелидов попадают в поле составов включений в алмазах. Однако таких зерен существенно меньше, чем среди проанализированными авторами зерен шпинелей из алмазоносных трубок Юбилейная (n=126) и Удачная (n=59). На этих же графиках видно, что для макрокристаллов из трубок Манчары и Апрельская характерно наличие двух основных трендов кристаллизации хромшпинелидов, типичных для кимберлитовых пород – перидотитовый, характеризующийся низким содержанием оксида титана и высоким оксида алюминия и пикритовый, проявляющий обратную корреляцию между данными параметрами составов. Первый обусловлен изоморфизмом Cr^{3+} и Al^{3+} на фоне практически постоянного количества титана, второй связан с увеличением в минерале доли магнетитового и ульвошпинелевого миналов [2].

Таблица

Представительные анализы ксенокристаллов хромшпинелидов из кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля

№	Cr_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	Сумма
Трубка Манчары								
1	60,30	2,28	1,24	19,92	7,01	0,35	9,17	99,58
2	61,25	1,21	1,04	19,85	8,60	0,42	8,65	100,11
3	51,93	1,76	11,05	16,67	7,02	0,29	12,19	100,22
4	55,14	2,51	5,11	17,73	8,44	0,34	11,16	99,60
5	45,04	4,15	2,11	23,73	18,64	0,32	8,17	100,28
Трубка Апрельская								
6	37,24	4,36	15,3	14,45	14,63	0,21	16,05	100,24
7	62,47	0,44	5,1	14,09	6,02	0,33	12,50	100,95
8	46,98	2,37	10,34	13,54	12,99	0,27	14,53	101,02
9	52,14	0,34	8,35	16,46	12,88	0,29	11,38	101,84
10	33,56	0,62	14,1	12,74	25,45	0,20	14,73	100,11



а) б)

Рис. 1. Особенности составов хромшпинелидов из кимберлитов в координатах Al_2O_3 – Cr_2O_3 (а) и TiO_2 – Cr_2O_3 (б). Условные обозначения см. рис.2.

Рассматривая составы макрокристаллов в координатах $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ – $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ [3] можно отметить, что почти все фигуративные точки шпинелей ложатся в область хромитов (рис. 2), которые кристаллизовались из кимберлитовой магмы на пути к верхней коре. Шпинели из трубки Манчары ложатся на железо-титанистый тренд, выделенный Роэдером, который обусловлен сокристаллизацией шпинелей и обогащенных магнием и алюминием силикатных минералов (оливин и флогопит в кимберлитах) [3].

Фигуративные точки составов шпинелей трубки Апрельская образуют протяженный тренд (рис. 2), близкий к характерному для шпинелей кимберлитов, лампрофиров и карбонатитов "кимберлитовому" тренду эволюции минерала от хромита до магнезио-ульвошпинель-магнетита [3]. Предполагается, что этот более магнезиальный тренд обусловлен влиянием высокого содержания карбонатов в кимберлитах группы I и быстрой кристаллизацией минералов в процессе эволюции летучих веществ [3].

Таким образом, исследования позволили установить, что составы пород кимберлитовых трубок Манчары и Апрельская относительно идентичны [1], однако пути кристаллизации кимберлитового расплава на начальных стадиях в обоих телах различались, о чем свидетельствует наличие двух трендов для макрокристаллов шпинелей:

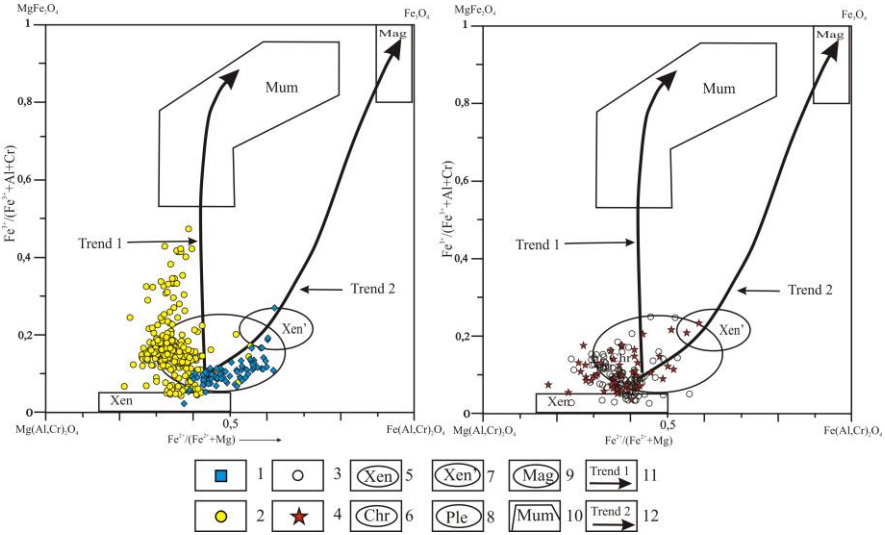


Рис. 2. Особенности эволюции составов хромшпинелидов из кимберлитов в координатах [3]. Цифрами обозначены: макрокристаллы шпинели из трубок 1 – Манчары, 2 – Апрельская, 3 – Юбилейная, 4 – Удачная, 5 – ксенокристы шпинели из перидотитов, 6 – хромиты, 7 – метасоматизированные ксенокристы шпинели из перидотитов кимберлитовый тренд, 8 – цейлонит,9 – магнетит, 10 – магнезиоульвошпинель-магнетит, 11 – кимберлитовый тренд, 12 – Fe-Ti тренд

1) железо-титанистый тренд, вероятно обусловленный сокристаллизацией макрокристаллов шпинели и мегакристаллов флогопита (трубка Манчары) [1]; 2) кимберлитовый тренд, для которого не характерна сокристаллизация макрокрист шпинели и флогопита, что подтверждается отсутствием фенокристаллов слюды в породе трубки Апрельская [1].

Литература:

1. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А. Флогопит из трубок Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) // Отечественная геология, №5, 2017. С. 37-44.

2. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г. Особенности составов хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7-24

3. Roeder P.L., Schulze D.J. Crystallization of Groundmass Spinel in Kimberlite // Journal of Petrology, Volume 49, Issue 8, 1 August 2008, Pages 1473-1495.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Опарин Н.А., Олейников О.Б.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
nik3256-1989@yandex.ru

Микрокристаллы хромистых шпинелей диагностированы в составе неизмененной основной массы кимберлитовых пород, слагающих трубки Манчары и Апрельская, расположенных в пределах Хомпу-Майского кимберлитового поля [3].

Магнетит присутствует в виде ксеноморфных зерен (до 30 мкм) и массивных агрегатов (до 50 мкм). Также широкое распространение имеют атолловидные агрегаты магнетита (до 100 мкм), образующие пластинчатые скелетные кристаллы вокруг ядер (до 25 мкм), сложенных хромшпинелидами. Промежуточная зона таких образований выполнена доломитом, магнезиально-железистым кальцитом и (или) андрадитом. Для магнетита характерно содержание FeO от 87,0 до 91,0 %, TiO_2 от 1,2 до 1,5 %, MgO от 1,5 до 4,0 % и небольшое количество Cr_2O_3 (от 0,4 до 0,9 %)

Шпинелиды трубки Манчары отличаются от оксидов из трубки Апрельская повышенным содержанием Cr_2O_3 (от 33,5 до 53,7 %), которые в свою очередь характеризуются контрастно более высоким содержанием Al_2O_3 (от 13,1 до 17,6 %) (табл. 1). Макрокристаллы обоих тел содержат значительное количество TiO_2 (табл.): от 2,3 до 10,7 % (трубка Манчары) и от 4,9 до 6,2 % (трубка Апрельская). В целом, содержания основных компонентов в оксидах из этих тел имеют значительные вариации.

Фигуративные точки шпинелей из трубок Апрельская и Манчары на диаграмме в координатах Cr/(Cr+Al) – $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ [1] образуют обособленные поля (рис. 1.а). Кроме того, шпинели из трубки Апрельская не попадают в поля минерала из трубок Удачная и Юбилейная, которые построены по данным работы [2]. Только незначительная часть точек составов шпинелидов из трубки Манчары попадает в поля минерала из этих алмазоносных тел.

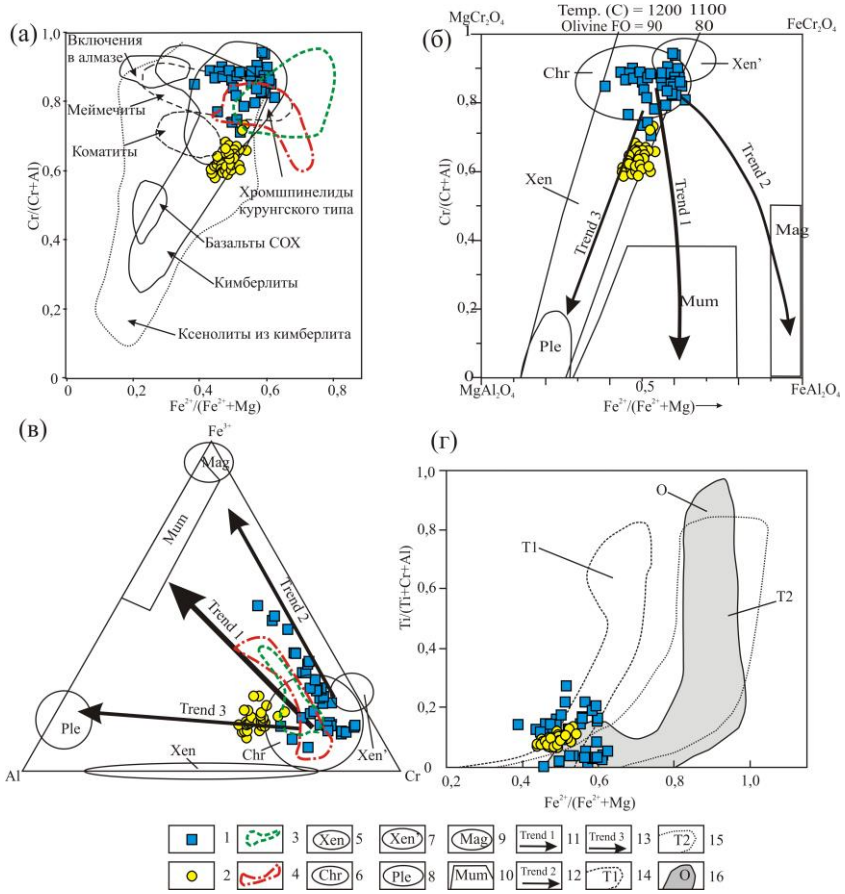


Рис. 1. Тренды и поля составов хромшпинелидов основной массы кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля в координатах а) Cr/(Cr+Al) – $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ [1],б) Cr/(Cr+Al) – $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ [6], в) Fe^{3+} – Al – Cr [6], г) Ti/(Ti+Cr+Al) – $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ [5]: 1 – шпинели трубки Манчары, 2 – шпинели трубки Апрельская, 3, 4 – шпинели основной массы трубок Удачная и Юбилейная соответственно, по данным работы [2], 5 – ксенокристы шпинели из перидотитов, 6 – хромиты, 7 – метасоматизированные ксенокристы шпинели из перидотитов, 8 – цейлонит, 9 – магнетит, 10 – магнезио-ульвошпинель-магнетит, 11-13 – кимберлитовый, Fe-Ti и Cr-Al тренды соответственно [6], 14-16 –ульвошпинелевый, титано-магнетитовый и оранжеитовый тренды соответственно из кимберлитов, по работе [5].

Таблица

Представительные анализы хромшпинелидов из основной массы кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля

№	Cr_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	Сумма
Трубка Манчары								
1	46,97	3,05	7,26	19,77	12,83	0,00	10,55	99,14
2	33,53	10,70	4,12	20,78	17,75	0,00	14,14	99,25
3	38,56	7,65	3,58	9,85	22,06	1,36	18,63	99,48
4	52,20	3,27	4,39	16,91	11,11	1,03	11,61	99,41
5	53,74	2,26	6,06	19,96	9,04	0,00	10,01	100,17
Трубка Апрельская								
6	37,59	5,46	17,13	14,61	9,06	0,00	16,34	99,28
7	37,94	6,17	13,11	16,95	12,56	0,00	15,13	100,60
8	35,57	5,24	14,68	14,87	13,59	0,00	15,61	98,20
9	38,24	5,14	16,00	15,82	10,91	0,00	15,53	100,55
10	36,86	4,93	17,58	13,84	10,88	0,00	16,68	99,68

На диаграмме (рис. 1.б) шпинели из трубки Апрельской ложатся в область тренда 3 и фигуративные точки составов шпинели из трубки Манчары образуют два небольших поля, которые также попадают на тренды 1 и 2. На диаграмме (рис. 1.в), также можно отметить принадлежность шпинелей из трубки Апрельская тренду Cr-Al. Наличие дух самостоятельных групп среди шпинелей из трубки Манчары устанавливается на диаграмме предложенной Митчеллом (рис. 1. г), где часть точек принадлежит ульвошпинелевому тренду, а часть – титаномагнетитовому.

Таким образом, в результате исследования составов хромистых шпинелей из трубок Манчары и Апрельская установлено, что каждое из тел характеризуется индивидуальными особенностями шпинелевого ансамбля. Хромшпинелиды основной массы кимберлитовых пород из трубки Манчары, кристаллизовались в два этапа: до образования кристаллизации флогопита и одновременно со слюдой основной массы забирающей из расплава алюминий и магний [5]. Хромшпинелиды с высоким содержанием алюминия из трубки Апрельская, по всей видимости, кристаллизовались до флогопита основной массы.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. - Новосибирск: Филиал "Гео" Издательства СО РАН, Издательский дом "Манускрипт", 2001. - 276 с.

2. Гаранин В.К., Бовкун А.В. Гаранин К.В., Ротман А.Я., Серов И.В. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. - Москва: ГЕОС, 2009. - 498 с.
3. Опарин Н.А., Олейников О. Б., Бабушкина С. А. Флогопит из трубок Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) // Отечественная геология, №5, 2017. С. 37-44.
4. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г. Особенности составов хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7–24
5. Mitchell R.H. Kimberlite, orangite and related Rocks. N.Y.: Plenum Press, 1995.
6. Roeder P.L., Schulze D.J. Crystallization of Groundmass Spinel in Kimberlite // Journal of Petrology, Volume 49, Issue 8, 1 August 2008, Pages 1473–1495.

ФЛОГОПИТСОДЕРЖАЩИЕ КСЕНОЛИТЫ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ

Ощепкова М.Г.[1, 2]**, Похиленко Л.Н.**[1]**, Олейников О.Б.**[2]
1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, oshchepkovamg28@mail.ru, lu@igm.nsc.ru
2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Кимберлитовая трубка Обнаженная расположена в северо-восточной части Сибирского кратона на правом берегу реки Куойка (Якутия). Множество глубинных включений в кимберлите трубки Обнаженная делают ее уникальным объектом для изучения строения верхней мантии этого района. Глубинные включения данной трубки представлены Spl-, Spl-Grt-, Grt-лерцолитами, вебстеритами, Grt-мегакристаллическими клинопироксенитами, эклогитами, а также не часто встречающимися флогопит-ильменитсодержащими породами [1]. В нашей работе описываются четыре ксенолита из трубки Обнаженная, содержание флогопита в которых варьирует от 20 до 80%. Основными породообразующими минералами являются флогопит, клинопироксен, ильменит и оливин, в подчиненном количестве содержатся амфибол и сульфиды, вторичными – серпентин, карбонат, хлорит.

Таблица

Состав флогопитов из ксенолитов трубки Обнаженная.
* – средние значения

	ОБН-46		**ОБН-17**		**ОБН-46***	**ОБН-17***	**ОБН-28***	**ОБН-66***
	Центр	Край	Центр	Край	n=21	n=41	n=6	n=3
SiO_2	40.3	37.8	42.6	40.6	39.1	40.9	39.9	40.7
TiO_2	2.2	4.59	0.33	2.6	3.48	2.48	3.95	3.29
Al_2O_3	12.9	14.1	10.9	11.4	13.1	11.1	12.5	11.8
Cr_2O_3	0.31	1.43	0.45	0.45	0.67	0.23	0.53	0.11
MgO	22.5	19.3	26.6	23.6	21.1	23.7	21.7	22.9
CaO					0.05	0.013		0.12
FeO	5.89	6.19	2.97	5.58	6.06	5.6	5.83	5.99
K_2O	9.79	9.78	9.87	10.1	9.45	9.7	10.1	9.79
Na_2O	0.22	0.3	0.38	0.2	0.45	0.17	0.027	
Total	94.2	93.6	94.2	94.5	93.4	93.9	94.8	94.7
Mg#	87.2	84.8	94.1	88.3	85.1	86.1	74.3	74.8

Анализы минералов сделаны в "ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН", ИГМ, Новосибирск

Три образца (ОБН-17; -28; -66 далее в тексте 17, 28, 66) темно-серого цвета, мелкозернистой структуры, размерами 13x11x2.5, 9x4.5x1.5, 3.5x5x8 см^3, соответственно. Содержание флогопита в образцах составляет в 17-30%; 28-60%; 66-80%. Встречаются как ксеноморфные, так и идиоморфные зерна коричневого цвета, размерами не превышающие 0.1 см. В 17 флогопит местами образует скопления в виде линз и прожилков 2x0.3 см, где размеры зерен достигают 0.3 см. Также в образце присутствуют светлоокрашенные в центре и коричневые по краям, зональные флогопиты, где наблюдалось увеличение содержания Ti и Fe от центра к краю (табл.). Оливин, зеленовато-желтого цвета, представлен в виде зерен размерами менее 0.2 см, но в основном оливин частично или полностью замещен серпентином. По аналитическим данным оливин существенно форстеритового состава (Fo = 84-92 мол. %), с переменными содержаниями примеси NiO (0-0.4 мас.%). Встречаются зональные оливины: в центральной части Mg# выше, чем в краевых частях (78.2 и 70.7, соответственно). Ca содержится только во внешней части зерна и отсутствует в центре (0-0.13 мас.%). Ильменит присутствует в виде ксеноморфных зерен, по составу относится к пикроильменитам; содержание MgO около 10 мас.%. Содержание Cr_2O_3 в среднем от 0.5 до 1.8 мас.%. Образец 46 розовато-серого цвета, гипидиоморфнозернистой структуры, размером 5.5x5x1.5 см^3. Основными породообразующими минералами являются гранат (50%), флогопит (20%), оливин (15%) и ильменит (5%). По химическому составу гранаты бедны хромом (Cr_2O_3 1.8 мас. %), имеют 65-66% пиропового и 20% альмандинового компонента, на диаграмме CaO/Cr_2O_3 [5] находятся в области лерцолитового парагенезиса. Отмечается присутствие зональных флогопитов: от центра к краю увеличиваются концентрации Ti, Al и Cr. В отличие от первых трех образцов, здесь встречаются более свежие зерна оливина размерами 0.2-0.3 см, в реликтах оливина содержится до 0.3 мас. % NiO. Содержание MgO в ильмените от 7.88 мас. % до 11.49 мас.%. В некоторых зернах присутствует примесь V_2O_3.

На диаграммах зависимости Mg#, Cr_2O_3, Na_2O, Al_2O_3 от TiO_2 (рис.) показаны вариации состава флогопитов из данных образцов и флогопитов из литературных источников [2, 3, 4, 6]. Из диаграмм видно, что слюды из ОБН-17 и ОБН-46 имеют неоднородный состав, причем некоторые флогопиты из ОБН-17 попадают в поля первичных флогопитов, как и слюды из 681 [2], 74-817; 74-296а [6], южноафриканских ксенолитов [3,4]. В ОБН-17 центр зонального флогопита имеет такой же состав по TiO_2, FeO, Mg#

(<0.3; <4.6; >90, соответственно), как и первичные слюды, в то время как края имеют значительно более высокие содержания TiO_2, FeO и низкую Mg# – 88. Широчайшие вариации, в первую очередь, по TiO_2 свидетельствуют минимум о двух этапах метасоматического обогащения, исследованных глиммеритов.

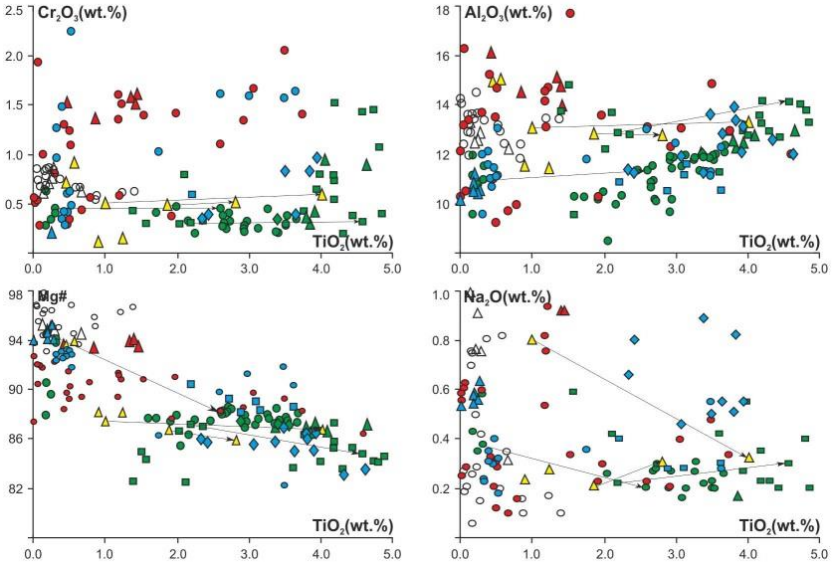


Рис. Диаграммы Cr_2O_3 – TiO_2; Al_2O_3 – TiO_2; Mg# – TiO_2; Na_2O – TiO_2. Б/цв точки – первичные флогопиты, красные точки – вторичные флогопиты [3]. Б/цв треугольники – первичные флогопиты, красные треугольники – вторичные флогопиты [4]. Желтые треугольники [6]. Зеленые: точки (17), квадраты (46), треугольники (28), ромбы (66). Синие: точки (681), квадраты (709), треугольники (736), ромбы (659) [2]. Стрелки указывают на изменение состава зерна флогопита зонального строения от центра к краю.

Работа выполнена в рамках проекта № 0330-2016-0006.

Литература:

1. Калашникова Т.В. и др. Сравнительная характеристика состава минералов из ксенолитов трубки Обнаженная и Удачная // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН №4 (53) 2015. С.7-20.

2. Похиленко Л.Н. Экзотические слюдиты трубки Удачная Восточная (Якутия): особенности состава и происхождения. 2016. (В печати).

3. Carswell D.A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths // Phys. Chem. Earth.1975. V. 9. P. 417-430.

4. Delaney J.S., et al. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths – II. Primary- and secondary-textured micas from peridotite xenoliths // Geochimica and Cosmochimica Acta. V. 44. P. 857-872.

5. Sobolev N.V., et al. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contr. Mineral. and Petrol. 1973. V.40. P. 39-52.

6. Solov'eva L.V., et al. Phlogopite and phlogopite-amphibole parageneses in the lithospheric mantle of the Birekte terrane (Siberian craton) // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 475. P. 822-827.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ПОЛИГЕННОСТЬ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Павлушин А.Д.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

pavlushin@diamond.ru

Современные представления о происхождении и особенностях морфологии растворения природных и синтетических кристаллов алмаза изложены в работах [1-3]. В настоящей статье, с данных позиций, рассмотрены результаты исследования коллекции растворенных форм кристаллов алмаза I, II, III, V разновидностей (по Ю.Л. Орлову) из россыпей Маят, Морогор, Холомолоох, Эбелях, Булкур. По деталям строения микрорельефа и геометрии элементов огранки кристаллов прослежена кристалломорфологическая эволюция форм растворения индивидов представляющих популяцию алмазов северо-востока Сибирской платформы.

В морфологии растворенных форм кривогранных индивидов алмаза I и V минералогических разновидностей унаследованы габитусные формы и основные элементы рельефа роста характерные для ламинарных кристаллов ряда «октаэдр-додекаэдр» которые трансформируются в характерные для округлых октаэдроидов и додекаэдроидов типы скульптур растворения – округло-ступенчатую поверхность граней, осложненную сноповидной или веерообразной штриховкой.

В результате изучения морфологии индивидов II разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы восстановлена эволюция

форм растворения кристаллов алмаза кубического габитуса, представляющих комбинации простых форм: {100}; {100}+{110}; {100}+{110}+{111} [4]. На перечисленных простых формах кубоидов II разновидности отмечены разнообразные особенности микрорельефа роста и растворения. Формы растворения, как правило, доминируют на поверхности граней, а на заключительных этапах полностью вытесняют не только скульптуры роста, но и первичные контуры вершин и ребер кубоида. Установлено, что независимо от начальной формы роста кубических кристаллов, основной переходной формой растворения является комбинационная форма с реликтовыми гранями куба и кривогранных форм тетрагексаэдроида. Округлый тетрагексаэдроид замыкает все рассмотренные эволюционные ряды и возможно представляет собой конечную форму растворения кубических кристаллов алмаза разновидностей (рис. 1). Как следует из результатов кристалломорфологических наблюдений, данные эволюционные ряды характерны не только для кубоидов II, но и для кубоидов III минералогической разновидности, что свидетельствует о генетической общности постростовых явлений вызвавших растворение алмазов на заключительной стадии формирования их внешней морфологии.

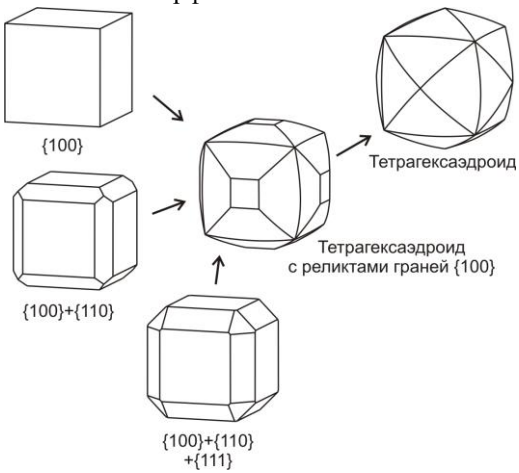


Рис. 1. Эволюционные ряды форм растворения кубических кристаллов II и III разновидностей в зависимости от первоначальной комбинации огранки кристаллов

Таким образом, выделены генетически изолированные группы алмазов с подобными для каждой из разновидностей мантийными условиями алмазообразования – нерастворенные и растворенные формы алмазов I, II, III и

V разновидностей. Дифференциация их типоморфных свойств отраженная в различной степени растворения кристаллов, последовала в посткристаллизационный период, что позволяет предположить несколько коренных источников алмазов с разной глубиной заложения в мантии либо многостадийность внедрения транспортера алмазов в фанерозое.

Публикация подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 годы.

Литература:

1. Кухаренко А.А. О генезисе округлых кристаллов алмазов // Доклады АН СССР, 1946, №2. С. 629-632.

2. Чепуров А.И., Пальянов Ю.Н., Хохряков А.Ф., Сонин В.М., Соболев Н.В. О формах растворения кристаллов алмаза в силикатных расплавах при высоком давлении // Доклады АН СССР, 1985. 285 (1). С. 212-216.

3. Khokhryakov A.F., Pal'yanov Y.N. The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: experimental data // Amer. Mineral. 2007. 92. P. 909–917.

4. Pavlushin A.D., Zedgenizov D.A. Pirogovskaya K.L. Crystal Morphological Evolution of Growth and Dissolution of Curve-Faced Cubic Diamonds from Placers of the Anabar Diamondiferous Region // Geochemistry International. 2017, V. 55, N. 12. P. 1153–1163.

ОСОБЕННОСТИ ДЕФЕКТНО-ПРИМЕСНОГО СОСТАВА АЛМАЗОВ II МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ РАЗНОВИДНОСТИ ПО ДАННЫМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ

Пироговская К.Л., Зедгенизов Д.А.

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, pir-ksenya@yandex.ru

2 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, zed@igm.nsc.ru

Одним из крупнейших регионов россыпной алмазоносности с неустановленным коренным источником является бассейн р. Эбелях. В Анабарском алмазоносном районе сконцентрировано 64,2% россыпных

запасов России, в том числе 52,3% в бассейне р. Эбелях [3]. Генезис этих алмазов остается предметом дискуссии, поскольку питавшие коренные источники не обнаружены. Известно, что алмазы из северных россыпей не характерны для ближайших коренных источников и не встречаются в трубках Якутской алмазоносной провинции [2]. Так же отсутствует генетическая связь между ними и алмазами из известных убогоалмазоносных трубок. Кроме того, особенности алмазов северных россыпей Лено-Анабарской субпровинции отличаются от соответствующих характеристик алмазов из известных кимберлитовых тел [4].

Чтобы получить достоверные данные о коренных источниках, выяснить особенности среды кристаллизации и эволюционные изменения, происходящие в процессе роста, необходимо расшифровать информацию, заключенную в самом алмазе. С этой целью начато комплексное исследование коллекции алмазов россыпного месторождения Эбелях Анабарского района.

Для изучения было отобрано 35 кристаллов алмаза II минералогической разновидности. По цвету они находятся в градации от темно-оранжевого до бесцветного. По размеру варьируют от 0,4 до 0,7 см. Изометричные кристаллы встречаются редко, все они искажены, в той или иной степени. Частично прозрачны или не прозрачны. Преобладающими особенностями рельефа являются черепитчатая, шестоватая, каплевидная скульптуры, реже блоковая. Наблюдаются сноповидная и занозистая штриховки. Большая часть коллекции образцов содержат множество мелких трещин, направленных от периферии вглубь.

На первоначальном этапе применялись методы исследования, не разрушающие образец. Изучены кристалломорфология, физические свойства и внутреннее строение кристаллов алмаза. Морфологические особенности были изучены методами оптическими и электронной сканирующей микроскопии. Рисунок двойного лучепреломнения пластин алмаза наблюдался на микроскопе Zeiss Axioscop 40. Для определения дефектно-примесного состава изученных образцов алмаза использовался метод ИК-спектраскопии. Инфракрасные спектры алмазов регистрировали с использованием FTIR Bruker VERTEX 70, оснащенным микроскопом HYPERION 2000 в волновом диапазоне 600 – 4500 см$^{-1}$. Предварительно из центральной части кристаллов были выпилены пластинки вдоль двух

параллельных плоскостей (100) или (110), толщиной от 0,1 до 0,3 см. Съемка велась вдоль всего профиля. Фиксируя все ярко выраженные зоны.

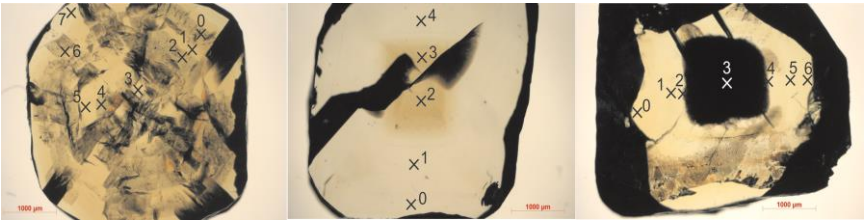


Рис. Пластинки образцов алмаза в проходящем свете и точки снятия ИК-спектров

Многие кристаллы демонстрируют концентрические зоны роста. (Рис) Отчетливо можно выделить центральную часть, окрашенную в более интенсивный цвет. Отдельные индивидуумы проявляют более сложное строение, проявляющееся в присутствии следов микролиний в направлении (111). [5] Согласно существующей теории, кубовидные алмазы формируются за счет аномально быстрого роста в насыщенной жидкой фазе углерода [6] Формирование округлой формы алмаза, возможно, за счет частичной резорбции первичной формы кубоидов. Признаки резорбции так же характерны для большинства аллювиальных алмазов с северо-востока Сибирской платформы.

Таблица

пп	номер образца	цвет кристалла	A, ppm	C, ppm	X center (1332 см$^{-1}$)	Y center (1145 см$^{-1}$)	H, (3107 см$^{-1}$)
1	6006 цз	желтый	1,7	3,3	+	+	0,11
	вз		0,8	2,5	+	+	0,06
2	6011 цз	желтый	8,6	3,2	+	+	0,9
	вз		3,1	3,5	+	+	0,46
3	6013 цз	желтый	0,3	0,1	+	+	-
	вз		0,3	0,1	+	+	-
4	6021 цз	желтый	7,1	2,3	+	-	1,4
	вз		0,3	0,6	+	-	-
5	6039 цз	светло-желтый	9,3	0,6	+	-	0,5
	вз		9,3	-	+	-	0,48
6	6042 цз	светло-желтый	28,7	-	-	-	1

	вз		1,2	1	+	-	0,1
7	6050 цз	желтый	41,2	-	-	-	1,6
	вз		2,7	0,8	+	-	0,3
8	6052 цз	желтый	24,3	-	+	-	0,67
	вз		1,7	1	+	+	0,1
9	6053 цз	желтый	-	1,4	+	+	-
	вз		-	1,3	+	+	-

цз — центральная зона, вз — внешняя зона

Типоморфными признаками для алмазов группы 1а являются: а) кубическая форма (куб или кубоид); б) желтая окраска; в) желтая фотолюминесценция; г) ИК-система С и отсутствие системы В2.

Типоморфными свойствами для алмазов группы 1б являются: а) кривогранная форма кристаллов; б) желтая окраска; в) желтая фотолюминесценция; г) отсутствие ИК-системы В2. Такими же типоморфными свойсвами, за исключением формы додекаэдрида, характеризуются кубические алмазы группы 1а, относящиеся к минералогической разновидности II. Алмазы этой разновидности иногда имеют и форму додекаэдроида. Отсюда следует, что и алмазы группы 1б относятся к минералогической разновидности II.

В подавляющем числе кристаллов алмаза в ИК-спектрах однофоновой области (400-1400 см$^{-1}$) наблюдаются А 1280 см$^{-1}$ и С 1344 см$^{-1}$ дефекты (табл.). Это может свидетельствовать о смешанном типе IaA/Ib с дополнительными линиями. Кроме основного азота С и А центров, фиксируется наличие X и Y центров, а также дополнительные линии 104, 1097 1160, 1264, 1235, 1260, 1264, 1300 см$^{-1}$ и водородные линии 3107 см$^{-1}$. Особенностью ИК-спектров, исследованных образцов анабарских алмазов является низкая активность однофононного поглощения. Коэффициенты поглощения главных полос систем А и С у них менее 10 см ^{1}. Исключение составили только три кубоида (6052, 6042, 6050) у которых этот показатель превысил 20 см $^{-1}$ (24,3; 28,7 и 41,2 см $^{-1}$).

В результате проведенных исследований около 80% образцов демонстрируют преобладающее значение А дефекта в центральной зоне кристалла над значениями во внешней части. В одном индивидууме (6053) этот дефект отсутствует. Значение С центра так же в подавляющем большинстве кристаллов уменьшается в значении от центральной зоны к периферии. В образце 6013 значения в центральной области и на краю

кристалла равнозначны и составляют 0,1 см$^{-1}$. В трех образцах (6042, 6050, 6052) С дефект отсутствует в центральной части.

Литература:

1. Бойкий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Налетов А.М., Непша В. И. // Природные и синтетические алмазы. М., Наука. 1986. С. 220.

2. Горина И.Ф. Об источниках россыпных алмазов севера-востока Сибирской платформы // Россыпная алмазносность Средней Сибири. Л.: НИИГА,1973. С. 49-54.

3. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. // Россыпи алмазов. гл.ред. Додин Д.А., Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. С. 457.

4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы в связи с прогнозированием кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный: Изд-во Мирнинская городская типография, 1998. С. 172 174.

5. D.A. Zedgenizov, V.V. Kalinina, V.N. Reutsky, O.P. Yuryeva, M.I. Rakhmanova Regular cuboid diamonds from placers on the northeastern Siberian platform // Lithos

6. Sbyfgawa, I., 1990. Growth and morphology of diamond crystals under stable and meta-stable conditions // Journal of Crystal Growth 99, P. 1156-1161.

7. Shatsky, V.S., Zedgenizov, D.A., Ragozin, A.L., Kalinina, V.V., 2015. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the nornheastern Siberian Craton: evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds. Gjndvana Research 28, P.106-120

ПРИНЦИПЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЗМПП

Попков П.А.

АО «Алмазы Анабара», г. Якутск, popkovpa@alanab.ru, PPitA@rambler.ru

Цель физической интерпретации зондирований метода переходных процессов, – получение истинных параметров геоэлектрического разреза (глубин, сопротивлений). Развивающаяся в течение последних 40 лет тенденция перехода к эффективным аналогам истинных параметров связана с тем, что, во-первых, получение эффективных параметров легко реализуется в машинном счете и, во-вторых, в ряде случаев они достаточно хорошо соответствуют истинным. Однако, такое соответствие в количественном отношении не всегда удовлетворительно, поэтому проблема простой и быстрой оценки истинных параметров разреза без привлечения громоздкого математического моделирования зондирований, - остается актуальной и в настоящее время. Рассмотрен и предлагается один из вариантов решения

для случая шара в однородной среде, с целью определения положения эпицентра аномалии ЗМПП, минуя детализационные работы по уточнению положения вертикальных аномальных объектов перспективных на выявление кимберлитовых тел.

Обоснование постановки метода переходных процессов (в различных модификациях) для поиска кимберлитовых тел реализовано и базируется на вещественных и физических предпосылках. В основе электроразведочных методов лежит отличие электрофизических свойств вмещающих пород (осадочного чехла) и прорывающих их кимберлитовых и др. тел. Объяснение аномальной проводимости кимберлитовых тел по отношению к вмещающим породам изучалось многими авторами и только отчасти сводится к следующему: – декриптоактивность; – высокая диэлектрическая проницаемость воды; – влияние как электронной, так и ионной проводимости; – установленной зависимости между удельным электрическим сопротивлением и магнитной восприимчивостью кимберлитов; – существенном влиянии электронной проводимости в магнитных кимберлитовых трубках; – кимберлитовые трубки обладают устойчивым повышенным параметром вызванной поляризации; – отмечена связь алмазоносности трубок с их электросопротивлениями и т.д. и т.п., – т.е. в приповерхностных условиях существует среда окислительно-восстановительного характера (зона окисления), которая напрямую увязывается с инфильтрационными и криогенными (оттайка) процессами, пространственно увязывается и с вещественным составом кимберлитов, находит свое отражение в физических полях методов электроразведки (ЗМПП).

В пределах кимберлитового тела по ЗМПП картируется более проводящая область по отношению к вмещающей среде и подтверждается в др. методах геоэлектрики. Здесь (для некоторых случаев) появляется возможность аппроксимации аномальной области простыми элементарными телами (шар, цилиндр, диск и т. д.), с целью определения положения экстремума аномалии над телом, где субсферическое приближение наиболее применимо, а также более детально нами разработан математический аппарат. Известно, что решение для горизонтально-пластовой среды основано на изучении зависимостей первой и второй производной логарифма импеданса петли по логарифму времени. Импеданс всегда можно представить в виде $Z(t) = Z(t_0) \times t^{-\beta(t)}$. Параметры $\beta = -\dfrac{\partial \ln Z}{\partial \ln t}$ и $\beta' = \dfrac{\partial \beta}{\partial \ln t}$

ведут себя по-разному на разрезах разных типов (см. рис.), что позволяет однозначно оценивать тип разреза. Установлены четкие количественные связи положения на оси времен и величин экстремумов β и β' с истинными параметрами горизонтально-пластового разреза, решение для шара является новым в части определения глубины до центра шара, это и является основой предлагаемых определений. Данное решение не требует уменьшения шага наблюдений до размеров, меньших длины стороны петли и не требует детализации с иным размером петли, очевиден и экономический эффект. Получение координат центра шара, расчетного значения импеданса в эпицентре, основывается на параболической аппроксимации $\ln Z(x)$ по трем аномальным точкам профиля X .Наряду с определением истинных параметров разреза попутно вычисляются ряд эффективных параметров, ρ_τ, ρ_0 как функцию от глубины с .предварительным сглаживанием (фильтрацией) наблюдений.

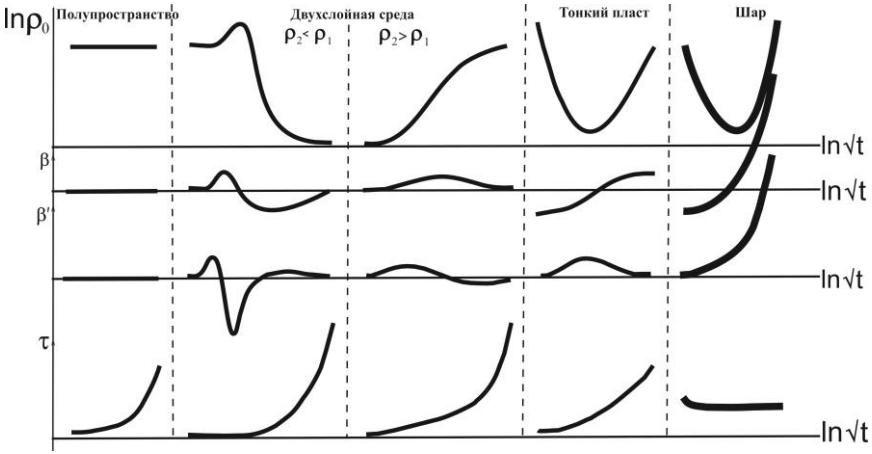


Рис. Характер зависимостей $\ln\rho_0$, β, β', τ, от $\ln\sqrt{t}$ для разрезов разных типов

При оценке параметров шара используются импедансы Z_{01}, Z_{02}, Z_{03} (приведенный к току сигнал) трех соседних на профиле петель из района максимума аномалии, для которых выполняется условие $Z_{01} < Z_{02} > Z_{03}$. Все три импеданса берутся на одной и той же задержке, на которой $\beta \geq 1$,

$t_i = t\big|_{\beta \geq 1}$ (существует более простой вариант выбора импеданса Z_{02} соответствующий именно той задержке времени, в районе которой выполняется условие $\tau \approx$const., т. е. для анализа необходимо вычисление постоянной спада (τ) по всей кривой переходного процесса). Определяется расстояние d от центра второй (центральной) петли до эпицентра шара $d = l\, b/c$ где

$$b = \ln Z_{03} - \ln Z_{01}$$
$$c = \ln Z_{01} + \ln Z_{03} - 2\ln Z_{02}.$$

Положительное значение вычисленного d означает, что эпицентр шара расположен в направлении к первой петле, отрицательное, – к третьей. Определяется глубина $H_{Ш}$ до центра шара:

$$H_{Ш} = l \times \exp\left\{2{,}75\left[1 - 0.637\arccos\left(\frac{c}{k} + 1\right)\right]\right\},$$ где

$k = 5{,}95 - 1{,}24\left|\frac{d}{l}\right|^2 - 0{,}02\left|\frac{d}{l}\right|$. Определяется радиус r и сопротивление ρ шара.

$$r = 0{,}08 Z_{0\max}^{1/3} \tau^{1/3} \left(H_{Ш}^2 + l^2\right)^{2/3} \left(H_{Ш}^2 + 2l^2\right)^{1/3} l^{-4/3} \exp\frac{t_i}{3\tau},$$ где

$Z_{0\max} = \exp\left(\ln Z_{02} - 0{,}125\frac{\beta^2}{c}\right)$, $\tau = t_i/\beta$, $\beta = \ln(Z^{-1}_{02}/ Z^{1}_{02})/2\ln a$, $a = t_{i+1}/t_i$

$$\rho = 1{,}27 \times 10^{-4}\, r^2/\tau$$

Таким образом, с учетом граничных условий исследуются дифференциальные параметры ln Z и ln t, β и β′. Ошибка в определении истинных параметров разреза оценивалась на теоретических примерах, на большом объеме практических данных и составила: – для случая трехслойной среды не более 5%; – для шара не более 10%.

Обозначения величин и единицы их измерения:

Z – собственный импеданс петли, мкВ/А;

t – время (задержки) в петле), мс

τ – постоянная спада импеданса в экспоненциальном приближении, мс;

ρ – удельное сопротивление и их аналоги ρ_τ, ρ_0, Ом м;

l – полудлина стороны петли в метрах.

Данный цикл предлагаемой вычислительной обработки является лишь небольшим фрагментом обширной, до конца не реализованной на данное время, программы «МОНОЛОГ», где счет и анализ данных ЗМПП может производиться без промежуточного участия интерпретатора, – в форме машинного «монолога».

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КУСТОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ПО СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ В СРЕДНЕМАРХИНСКОМ АЛМАЗОНОСНОМ РАЙОНЕ

Проценко Е.В., Горев Н.И., Трушевская М.Э.
НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный,
ProtsenkoEV@alrosa.ru, GorevNI@alrosa.ru, TrushevskayaME@alrosa.ru

Среднемархинский алмазоносный район является одной из наиболее перспективных территорий Западной Якутии на обнаружение новых месторождений. Здесь, кроме Накынского кимберлитового поля, выделяются еще две перспективные площади в ранге прогнозируемых кимберлитовых полей: Южно-Накынская и Верхненакынская (рис.). В тектоническом отношении эти площади, как и Накынское кимберлитовое поле, расположены в узлах пересечений осевой (центральной) части Вилюйско-Мархинской зоны (ВМЗ) с отдельными ветвями секущей Среднемархниской зоны (СМЗ).

В настоящее время в Среднемархинском районе сосредоточен большой объем поисковых работ ГРК АК «АЛРОСА». Работы ведутся на площадях, где породы нижнепалеозойского кимберлитовмещающего комплекса погребены под толщей более молодых отложений, что значительно снижает эффективность поисковых работ. В такой ситуации первостепенное значение имеет правильный выбор участков для опоискования. В связи со сложностью поисковых обстановок, слабой проявленностью либо отсутствием на отдельных площадях тех или иных прогнозно-поисковых крите-

риев, их целесообразно объединять в модели, и оценивать территории по их совокупности.

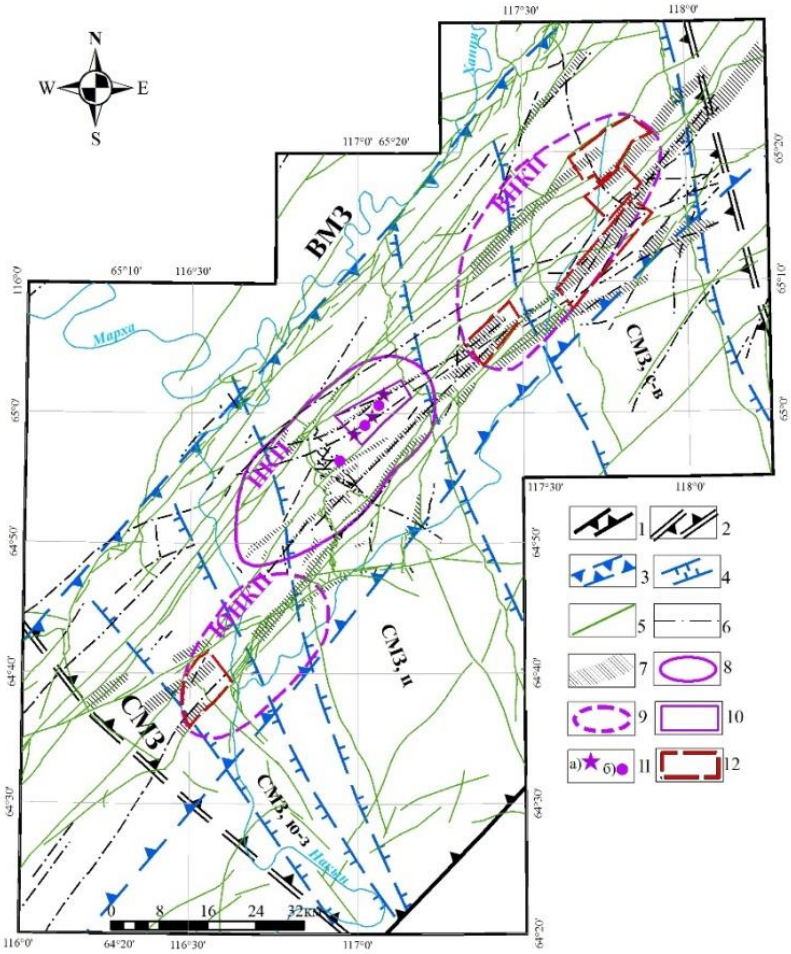


Рис. Тектоническая схема Среднемархинского алмазоносного района
1-4 – зоны разломов: 1 – Вилюйско-Мархинская зона (ВМЗ), 2 – Среднемархинская зона (СМЗ), 3 – осевая часть ВМЗ, 4 – тектонические ветви СМЗ: ю-з – юго-западная, ц – центральная, с-в – северо-восточная; 5-6 – разломные нарушения: 5 – включающие мощные протяженные дайки, 6 – фрагментарно залеченные маломощными «слепыми» дайками; 7 – грабены; 8 – Накынское кимберлитовое поле

(НКП); 9 – прогнозируемые поля: ЮНКП – Южно-Накынское, ВНКП – Верхненакынское; 10 – Дяхтарский куст кимберлитовых тел; 11 – кимберлитовые тела: а) – месторождения, б) – рудопроявления; 12 – участки, благоприятные по структурно-тектоническим критериям для локализации кустов кимберлитовых тел.

На значительных площадях Среднемархинского района в основании перекрывающего комплекса залегают малоинформативные в шлихо-минералогическом плане нижнеюрские отложения прибрежно-морского генезиса. Это значительно усложняет, а иногда и делает неэффективным шлихо-минералогический метод поисков, хорошо себя зарекомендовавший в пределах Накынского поля. Ни в коем случае не умаляя значения минералогических признаков, которые единственные могут достоверно свидетельствовать о присутствии коренного алмазоносного источника, мы считаем, что в сложных геологических условиях структурно-тектонические критерии могут иметь решающее значение при выделении той или иной площади [1].

В ходе исследований, выполненных ранее [3], было установлено, что рудные кусты в разных кимберлитовых полях отличаются характером размещения кимберлитовых тел, а в пределах одного поля – наблюдаются, как правило, определенные черты сходства. То есть, для каждого рудного поля, алмазоносного района при прогнозировании и поисках желательно применять собственные тектонические модели кустов.

В НИГП разработаны структурно-тектонические модели кустов кимберлитовых тел основных продуктивных полей Вилюйско-Мархинской зоны (ВМЗ), в том числе и для Накынского кимберлитового поля.

В Накынском поле все открытые к настоящему времени месторождения локализованы в Дяхтарском кусте кимберлитовых тел. Кимберлитоконтролирующими считаются Ботуобинское и Дяхтарское нарушения ВМЗ, принадлежащие Дяхтар-Ботуобинской ветви разломов [2].

Ботуобинский разлом (зона) проявлен в структуре нижнепалеозойского комплекса линейным прогибом (грабеном) шириной около 400 м и амплитудой до 100 м.

Грабен разделен перемычками на отдельные фрагменты, а его борта осложнены мелкими горстами и гребневидными складками. Разлом сопровождается дайкой долеритов, зачастую выходящей за пределы грабена, которая в магнитном поле картируется фрагментарно широкой аномалией интенсивностью до 20 нТл.

Дяхтарский разлом в структуре осадочных пород практически не выражен. На отдельных участках он залечен дайками долеритов. Дайки, наиболее вероятно, «слепые».

Куст кимберлитовых тел Накынского поля в структурно-тектоническом отношении представляет собой платформенный блок, содержащий два и более сближенных кимберлитоконтролирующих (потенциально кимберлитоконтролирующих) нарушения ВММЗ. По нашему мнению, кимберлитоконтролирующими, либо потенциально кимберлитоконтро-лирующими, являются фрагменты разломных зон, где нарушения имеют определенные черты сходства с Ботуобинским либо Дяхтарским разломами ВМЗ. Они носят закрытый характер (отсутствуют крутые складки, мощные даечные тела, выходящие на поверхность несогласия с нижнеюрским перекрывающим комплексом), что обеспечивает, по нашему мнению, термодинамические условия, необходимые для сохранения алмазов и продвижения кимберлитовой магмы к поверхности.

Это, во-первых, нарушения, которые проявлены в структуре кимберлитовмещающих пород грабенообразными прогибами и фрагментарно содержат трапповые тела (по аналогии с Ботуобинским разломом). Во-вторых, это фрагменты разломов ВМЗ, не выраженные (слабовыраженные) в структуре нижнепалеозойского кимберлито-вмещающего комплекса, но содержащие маломощные (фрагментарные) «слепые» даечные тела (схожие с Дяхтарским разломом). К группе благоприятных для локализации кимберлитов относятся, возможно, и нарушения (зоны), в пределах которых магматические породы отсутствуют. Разломы, сопровождаемые мощными и протяженными дайками долеритов, выходящими на поверхность, по нашему мнению, не благоприятны для локализации кимберлитов, поскольку их открытый характер и сильная раздробленность вмещающих пород не способствуют обеспечению термодинамической устойчивости рудообразующей системы, что необходимо для сохранения алмазов.

Разработанная модель куста кимберлитовых тел Накынского поля была использована в качестве эталона при анализе тектонического строения прогнозируемых кимберлитовых полей Среднемархинского района, что позволило выделить в их пределах площади, имеющие определенные черты сходства с Дяхтарским кустом кимберлитовых тел. Это, как правило участки (блоки), содержащие два и более сближенных разлома ВМЗ, схожие по своим характеристикам с Ботуобинским и Дяхтарским нарушениями (выраженные в структуре нижнепалеозойского комплекса грабенооб-

разными прогибами, содержащими «слепые» даечные тела, либо не залеченные магматитами, или не проявленные в структуре кимберлитовмещающих пород разломы, включающие маломощные дайки долеритов, не выходящие на поверхность).

Всего по результатам крупномасштабного тектонического моделирования было выделено четыре участка в пределах Верхненакынского прогнозируемого поля и один участок на Южно-Накынской перспективной площади (рис.). Именно эти участки, по нашему мнению, заслуживают первоочередного изучения.

Литература:

1. Зинчук Н.Н. Некоторые актуальные задачи повышения эффективности прогнозно-поисковых работ на алмазы (на примере Сибирской платформы) // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Мирный: Материалы IV Региональной научно-практической конференции, 2014. – С.70-73

2. Зуев В.М. и др. Структуры, контролирующие положение кимберлитов Среднемархинского района. Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный, 1998 – С. 260-262.

3. Проценко Е.В., Горев Н.И. Тектонические особенности размещения кимберлитовых тел и их использование при прогнозировании (на примере кимберлитовых полей Западной Якутии). Руды и металлы, 2017. №4. – С.62-69.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ОКРУГЛЫХ АЛМАЗОВ С МОЗАИЧНО-БЛОЧНЫМ ВНУТРЕННИМ СТРОЕНИЕМ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рагозин А.Л.[1,2], Зедгенизов Д.А.[1,2], Шацкий В.С.[1,2,3], Купер К.Э.[4]

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, ragoz@igm.nsc.ru

2 – Новосибирский государственный университет

3 – Институт геохимии им. В.П. Виноградова, г. Иркутск

4 – Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, г. Новосибирск

Северо-восточная часть Сибирской платформы является уникальной областью по масштабам проявления кимберлитового вулканизма. Несмотря на крайне низкую алмазоносность выявленных более 200 кимберлито-

вых тел в Анабарском алмазоносном районе здесь сконцентрировано около 70% запасов разведанных россыпей Якутской алмазоносной провинции. Коренные источники россыпей до настоящего времени не установлены. Сравнение алмазов из кимберлитовых трубок северо-востока Сибирской платформы с алмазами близлежащих россыпей показало, что ореол распространения алмазов у трубки не превышает первых десятков километров, в первую очередь из-за низкой концентрации алмазов в коренном источнике. В россыпях северо-востока Сибирской платформы существуют, по меньшей мере, три группы алмазов, тип источника которых неизвестен и которые, возможно, связаны с разными типами коренных источников: 1) типичные округлые алмазы, так называемые додекаэдроиды “бразильского” или “уральского” типов (предположительно кимберлитового генезиса); 2) желто-оранжевые “кубоиды” II разновидности по классификации Орлова [1]; 3) мозаично-блочные алмазы V и VII разновидностей. В россыпях Анабарского алмазоносного района большую долю (до 60-70%) составляют кристаллы, отнесенные к первоисточникам невыясненного генезиса – алмазы V, VII и II разновидностей.

Округлые кристаллы алмаза темно-серого до черного цвета и сростки подобных кристаллов весьма характерны для россыпей северо-восточной части Сибирской платформы. По минералогической классификации Орлова [1] эти алмазы относятся к V (сростки к VII) разновидности. Морфология исследованных кристаллов характеризуется: октаэдрическими гранями с дитригональными слоями; выпуклыми округлыми поверхностями на месте ребер октаэдра, скульптурированными сноповидной штриховкой, которая представляет собой торцы слоев на гранях (111); и гладкими округлыми поверхностями вблизи вершин октаэдра, расположенными гипсометрически ниже комбинационных поверхностей и дитригональных слоев.

Внутреннее строение алмазов V разновидности было изучено методами оптической микроскопии, дифракции обратно-рассеянных электронов (ДОРЭ), рентгеновской и катодолюминесцентной топографии [2]. Исходя из данных, полученных рентгеновскими методами, алмазы V разновидности имеют весьма дефектное мозаично-блоковое внутреннее строение, хотя и различаются между собой по степени дефектности. Внутренняя структура кристаллов представляет собой набор относительно совершенных вытянутых субиндивидов, находящихся в тесном срастании и разориентированных друг относительно друга на небольшие углы (до 20’). Кроме того, субиндивиды часто объединены в отдельные, значительно разориентированные крупные блоки. При этом макроскопически целостность кристаллов не нарушается. Катодолюминесцентная топография свидетельствует об отчетливом зональном строении изученных алмазов. На КЛ-топограммах визуализируется округлая концентрическая зональность с

отдельными прямолинейными параллельно (111) участками. Такая зональная структура отображает первичную сложную, неправильную морфологию ядерных частей кристаллов. Методом ДОРЭ была исследована макроблочная структура кристаллов и определены разориентировки отдельных блоков. Изученные алмазы имеют внутреннюю структуру, состоящую из нескольких (до 7) блоков (субзерен). Типичное изображение, полученное методом ДОРЭ, показывает, что образец, хотя и является макроскопически монокристаллом, состоит из нескольких блоков, разориентированных друг относительно друга на 0.5-4.8º. Подобно субиндивидам (или микроблокам мозаики) эти субзерна расширяются от центра к периферийным частям кристаллов.

С помощью ИК-Фурье спектроскопии был определен дефектно-примесный состав алмазов V разновидности. Установлено, что все исследованные образцы относятся к типу IaAB и имеют высокие для природных алмазов концентрации азота. ИК-спектры демонстрируют характерные полосы поглощения дефектов типа A, B1 и пластинчатых образований – дефектов B2 (platelets). Общее содержание азота (суммарное содержание в форме A- и B1-центров) составляет 900-3300 ppm. Установлено, что для всех алмазов V разновидности характерно увеличение концентрации примесного азота от центральных участков к периферийным, и в некоторых случаях разница составляет более 1000 ppm. Степень агрегации азота ($\%B=(100\times N_B)/(N_B+N_A)$) изменяется от 25 до 64%. Большинство изученных алмазов демонстрируют уменьшение степени агрегации азота от центральных к периферийным частям кристаллов. Это свидетельствует о том, что распределение примесных азотных дефектов в объеме алмазов V разновидности может быть описано с помощью «отжиговой» модели формирования азотных центров.

С использованием КР-спектроскопии и энергодисперсионной спектрометрии на сканирующем электронном микроскопе среди включений в алмазах V разновидности были установлены: клинопироксен, коэсит, гранат, калиевый полевой шпат и кианит. Определенный химический состав включений граната и клинопироксена демонстрирует значительную гетерогенность. Состав клинопироксенов меняется от диопсида через омфацит к практически чистому (98%) жадеиту.

Таким образом, проведенные исследования позволили определить ряд специфических особенностей алмазов V разновидности и их сростков. Показано, что алмазы V разновидности имеют радиальную мозаично-блочную внутреннюю структуру, состоящую из удлиненных, немного разориентированнных (до 20’) субиндивидов. Субиндивиды формируют радиально-лучистую структуру и сгруппированы в несколько более разориентированнных крупных блоков кристаллов. Выявленные особености

внутреннего строения таких кристаллов позволяют сделать вывод об их формировании в результате расщепления [3], причинами которого могли быть высокое пересыщение и большое количество механических примесей (включений). Фазовый и химический состав минеральных включений свидетельствует об эклогитовом и специфическом известково-силикатном парагенезисе [4]. Такие минеральные включения, а ткже облегченный изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$ от -17 до -25 ‰) и высокое содержание азота свидетельствуют об образовании алмазов V разновидности в глубоко субдуцированных породах земной коры. При этом, высокая степень агрегации азотных дефектов свидетельствует длительном периоде нахождении алмазов в мантийных P-T условиях.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0007. Исследования внутреннего строения и дефектно-примесного состава алмазов V разновидности выполнены при поддержке РФФИ № 16-05-00614.

Литература:

1. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 170 С.

2. Ragozin A.L., Zedgenizov D.A., Kuper K.E., Shatsky V.S. // Mineralogy and Petrology. 2016. V. 110. P. 861-865.

3. Shtukenberg A.G., Punin Y.O., Gunn E., Kahr B. // Chemical review. 2011. V. 112. P. 1805-1838.

4. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. С. 130-135.

ПЕТРОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТРУБКИ ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ

Специус З.В, Корнилова В.П., Иванов А.С.

Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА, г. Мирный, spetsiuszv@alrosa.ru

Трубка Интернациональная – одна из наиболее продуктивных трубок Якутской алмазоносной провинции. Содержание алмазов в ней составляет около 10 кт/т и несколько снижается с глубиной, уменьшаясь иногда до 2 кт/т. Трубка выполнена в основном двумя разновидностями кимберлитов: автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ), которая преобладает, и порфировым кимберлитом (ПК). Спорадически отмечаются карбонатные

брекчии с инъекциями кимберлита. Результаты данных исследований базируются на керновом материале скважин в интервале глубин 1200-1700 м.

Количество ксеногенного материала в ПК варьирует от единичных обломков до 24,5% и в среднем составляет 4,6%, из них 1-4% – осадочных пород, 0-5% – ультраосновных, эклогитовых пород и пород трапповой формации. В АКБ содержание обломков вмещающих пород варьирует от 5 до 30%, составляя, в среднем, 10%. Среднее содержание мантийных ксенолитов в АКБ почти в два раза выше, чем в ПК и составляет 1,4%. Из 100 идентифицированных ксенолитов мантийных пород, около 90% это гранатовые лерцолиты, оливиниты, Gt-Sp дуниты. Размеры обычно <1 см, в единичных случаях до 20 см. Все ксенолиты интенсивно серпентинизированы. Из первичных минералов сохраняются пироп, хромит, редко пироксен. Распределение их по скважинам неравномерное.

Порфировые кимберлиты представляют собой породы темно-серого цвета с грязно-зеленым оттенком, иногда окрашены в бурые тона. Текстура пород массивная, структура – от мелко- до крупнопорфировой. Порфировые выделения представлены псевдоморфозами по оливину I и II генераций, которые в основном полностью замещены серпентином. Реже наряду с серпентином присутствуют карбонат, пироаурит, сидероплезит и хиббингит. Кимберлит с неизмененным оливином отмечен только в одной из скважин. Содержание псевдоморфоз по оливину 1 генерации в среднем составляет около 34 %, их размеры варьируют от 1-2 мм до 8-16 мм по длинной оси. Псевдоморфозы по оливину II генерации имеют размеры менее 1 мм, порфировые выделения флогопита редки.

Порфировые вкрапленники располагаются в основной массе из варьирующих количеств серпентина и карбоната (в основном доломита), флогопита, апатита и незначительных (менее 1-2%) количеств окисно-рудных минералов, которые образуют обособленные зерна иногда сложного зонального состава. Отмечаются выделения Ni-содержащих сульфидов (пентландит, миллерит), наряду с пиритом и джерфишеритом.

Флогопит представлен табличками величиной от 0.05 – 0.1 мм, нередко зонального строения. Его центральные части обеднены глиноземом (12-13 мас. % Al_2O_3), титаном (0.3-1.4 мас. %) и содержат повышенные количества суммарного железа (3.9-6.0 мас. %) по сравнению с оболочками. Оболочки представлены барий-содержащими флогопитами. Количество BaO составляет 4.1-6.3 мас. % при содержаниях 16.3-17.9 мас. % Al_2O_3 и, примерно, одинаковых количествах TiO_2 и FeO (2.3-2.9 мас.%). Барий-

содержащий флогопит отмечен и в виде самостоятельных табличек. Среди окисно-рудных минералов установлены хромиты, пикроильмениты с варьирующим содержаниями MgO, гейкилоильмениты и Mn-ильмениты.

Хромистые титаномагнезио-ферриты отмечены в зональных оболочках вокруг хромшпинелидов. В составе оторочек присутствуют пикроильменит, гейкилоильменит и марганцовистые ильмениты. Гейкилоильмениты содержат до 22-24 мас. % MgO. Микрокристаллы хром-шпинелидов содержат от 24 до 56,8 мас. % Cr_2O_3. Встречены оригинальные выделения ильменитов, образующие оболочки в зональных кристаллах (рис.1).

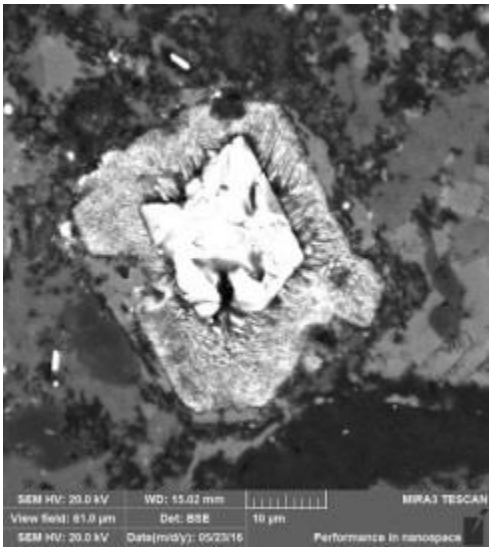


Рис. 1. Выделения ильменитов, образующие оболочки вокруг хромитов

Автолитовые кимберлито-вые брекчии представляют собой: породы переходного облика, где текстурный рисунок выражен не четко и проявляется только при изучении в шлифах; породы с четко выраженным текстурным обликом и породы со значительным содержанием обломочного материала и редкими автолитами. Количество автолитов варьирует от единичных выделений до 25% объема породы. Они представляют собой округлые образования ядерного, мелкопорфирового и афирового типа. Размеры их колеблются от долей миллиметра до 5 см. Они имеют афировую или мелкопорфировую структуры.

По данным рентгено-термографического анализа кимберлитов в породах трубки широко распространены ангидрит, галит, тальк, хлорит, гипс, барит. Впервые в трубке зафиксирован хиббингит [1]. Особенностью изученных образцов ПК и АКБ глубоких горизонтов трубки является широкое распространение в них рентгеноаморфного смектита при среднем количестве 32%. Серпентин также в преобладающем количестве является рентгеноаморфным. Наличие смектита и рентгеноаморфных фаз указывает на интенсивное метасоматическое изменение кимберлитов.

По результатам химических исследований кимберлитов трубки (более 100 анализов), порфировые кимберлиты, по сравнению с АКБ, характеризуются магнезиальным составом и повышенными содержаниями оксидов TiO_2, P_2O_5. Интенсивные низкотемпературные преобразования кимберлитов отражаются в значительных колебаниях основных оксидов: CaO, MgO, SiO_2, TiO_2 и др.

Индикаторные минералы (ИМК) представлены гранатами (среднее содержание 4,3 кг/т), пикроильменитом (0,1 кг/т), хромшпинелидами (0,3 кг/т). Суммарное содержание ИМК - 0,4% [3].

Гранаты представлены выделениями размером -5+0,5мм. Количество гранатов с включениями составляет 30-50%, распространены включения шпинелидов, отмечены оливин, флогопит и ильменит. Химический состав гранатов из трубки разнообразен. Среди них преобладают пиропы ультраосновных парагенезисов (91%), доля пироп-альмандинов эклогитового парагенезиса составляет 6-8%. Среди гранатов ультраосновного парагенезиса наиболее распространены хромистые пиропы группы G9 (61%) и низкокальциевые хром-пиропы группы G10 (24%). В поле гранатов алмазной ассоциации ультраосновного парагенезиса [2] располагается 10% зерен (рис. 2). Среди гранатов из эклогитов заметно преобладают зерна алмазной ассоциации – 75%, содержащие менее 19 мас. % FeO и более 0.07 мас. % Na_2O. Содержание их от всего количества гранатов составляет 6,4%.

Ильменит в кимберлитах трубки встречается относительно редко. Размер зерен ильменита -5+0,5мм. Преобладают угловато-округлые зерна, наиболее распространены пикроильмениты, содержащие 9-10 мас. % MgO и не более 0,5 мас. % Cr_2O_3. Для большинства исследованных зерен ильменита содержание MnO находится в пределах 0,2 мас. %, однако отмечены зерна с содержанием марганца до 2,2 мас.%.

Хромшпинелиды распространены в виде выделений -2+0,5 мм и характеризуются разнообразной морфологией, преобладают октаэдры. Хи-

мический состав хромшпинелидов варьирует в широких пределах. Преобладают хромшпинелиды, состав которых соответствует хромпикотиту (90%). Состав 10% зерен соответствует алюмохромиту. Хромшпинелиды алмазной ассоциации составляют 3,6% от количества изученных.

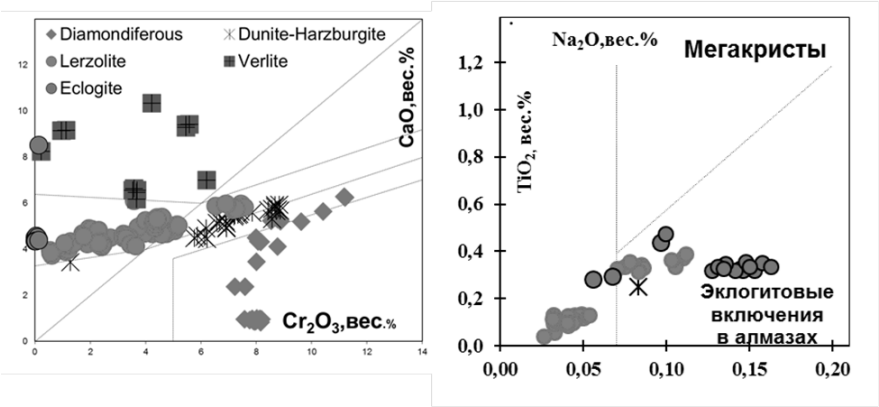


Рис. 2. Составы пиропов глубоких горизонтов трубки Интернациональная

Выводы. Для кимберлитов глубоких горизонтов трубки Интернациональная характерна преимущественно гранатовая ассоциация индикаторных минералов, низкие содержания ИМК, преобладание пиропов лерцолитового парагенезиса, крайняя редкость высокотитанистых гранатов группы G2, два типа составов ильменитов и хромшпинелидов.

Химизм гранатов и данные по соотношению гранатов эклогитового и ультраосновного состава в концентрате трубки Интернациональная с учетом количества соответствующих парагенетических ассоциаций алмазного парагенезиса свидетельствуют о высоком содержании гранатов эклогитового типа в составе ИМК и, соответственно, о существенном вкладе алмазов эклогитового парагенезиса в формирование совокупности алмазов данной трубки. По нашему мнению, это объясняет высокие содержание и качество алмазов трубки Интернациональная.

Литература:

1. Лисковая Л.В., Корнилова В.П., Монхоров Р.В. Хиббингит из трубки Интернациональная. /Геология и мин.-сырьевые ресурсы СВ России. Мат-лы VII Всерос. научно-практической конф. 2017. Т.1. С. 319-323.

2. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. №3. С. 70-80.

3. Spetsius Z.V., Kornilova V.P., Tarskikh O.V. Peculiarities of Substantial Composition Kimberlites from the Deep Levels of the Internationalnaya Pipe. Proceedings of XII Intern. Workshop: Deep-seated magmatism its sources and plumes. Irkutsk, 2012. P. 204-225.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРОПОВ И ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ ВЫСОКОНТРАСТНЫХ ОРЕОЛОВ ЫГЫАТТИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Старкова Т.С.[1], Мальцев М.В.[2], Толстов А.В.[1]

1 – Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

2 – Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО)

На сегодняшний день в пределах Ыгыаттинского алмазоносного района (рис.1), наряду с недавно открытым Сюльдюкарским полем, прогнозируется открытие и других кимберлитовых полей на основании комплекса структурно-тектонических и минералого-геохимических признаков. В пределах данных полей еще в 80х годах прошлого века и по результатам более поздних и современных геолого-поисковых работ выделен ряд ореолов индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). К наиболее интересным из них авторами отнесены ореолы Хатырык, расположенный в Сюльдюкарском поле, и Восточный, расположенный в пределах прогнозируемого Ыгыаттинского поля.

Оба ореола характеризуются пироп-пикроильменитовой минеральной ассоциацией. Продуктивными в ореоле Хатырык являются отложения ботуобинской свиты ($C_{2\text{-}3}bt$), в ореоле Восточный – отложения ахтарандинской свиты (P_1ah).

Гранаты. Для обоих ореолов характерны гранаты лилово-фиолетовой окраски, часто с сильно выраженными гипергенными изменениями. Оранжевые гранаты в количестве единичных знаков установлены в отложениях ахтарандинской свиты ореола Восточный.

Среди гранатов рассматриваемых ореолов преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса [2]. Доля пиропов алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса достаточно низкая и составляет 2,1% в ореоле Хатырык, и 3,4% – в ореоле Восточный. Для сравнения, в кимбер-

литовом теле Т-54-14 такие пиропы составляют всего 1,4% (рис.2). В целом, гранаты ореола Восточный имеют более разнообразный состав, среди них установлены высокохромистые и титанистые составы, практически отсутствующие в выборках гранатов Сюльдюкарского поля.

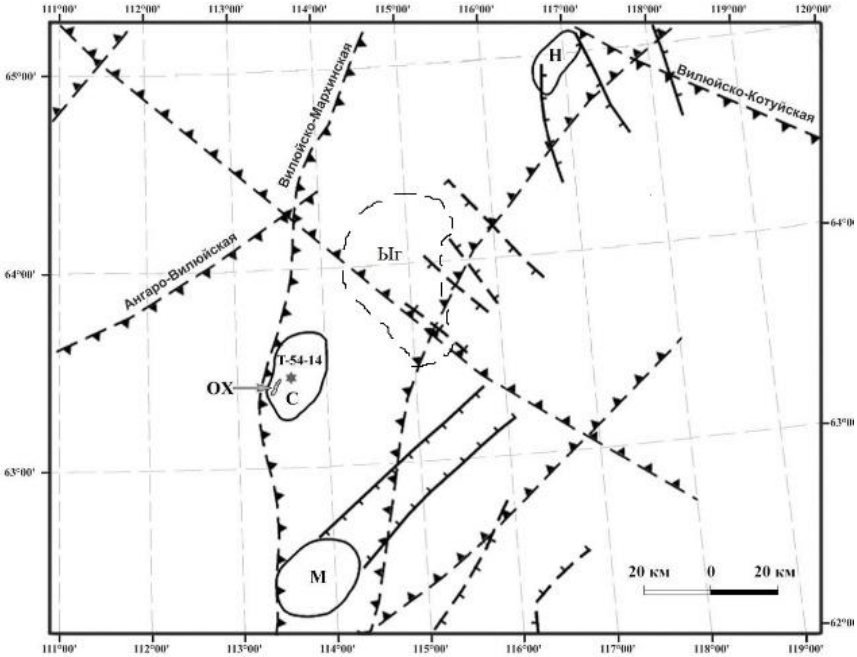


Рис. 1. Схема Вилюйско-Мархинского междуречья с выделенными контурами Мирнинского (М), Накынского (Н) и Сюльдюкарского (С) кимберлитовых полей. Пунктирной линией показаны контуры прогнозируемого Ыгыаттинского (Ыг) кимберлитового поля

Определенное сходство составов обнаруживается при сравнении гранатов ореола Хатырык с гранатами кимберлитового тела Т-54-14, за исключением содержания примеси оксида марганца (температурный показатель): в гранатах из ореола оно значительно ниже и составляет в среднем 0,4 мас. % MnO, тогда как в гранатах из кимберлитового тела Т-54-14 данное значение равно 0,5 мас. % MnO. Из этого можно сделать вывод, что

источниками гранатов ореола Хатырык может быть кимберлитовое тело, образованное при более высоких температурах. На многофазность кимберлитового магматизма в пределах данного поля указывают также различия в составах минералов самого тела, как показывают результаты более ранних работ [1].

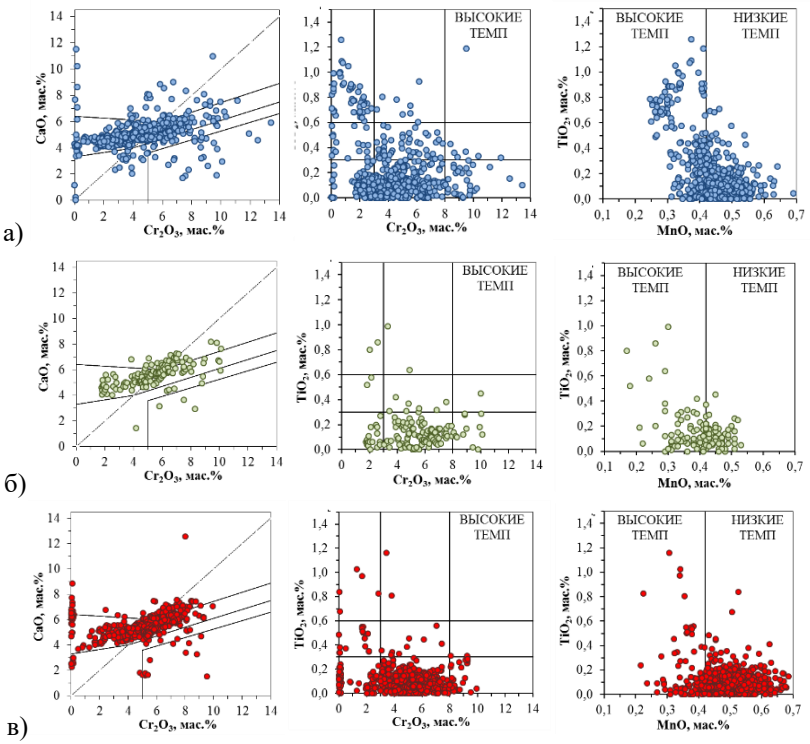


Рис. 2. Бинарные диаграммы составов гранатов из ореолов Восточный (а) и Хатырык (б) и из кимберлитового тела Т-54-14 (в)

Отличительной морфологической особенностью **пикроильменитов** ореолов является наличие «шиповидной» поверхности и преобладание зерен мелкого класса -0,5 мм. Составы пикроильменитов Сюльдюкарского поля, несмотря на общие черты, имеют и ряд отличий (рис. 3).

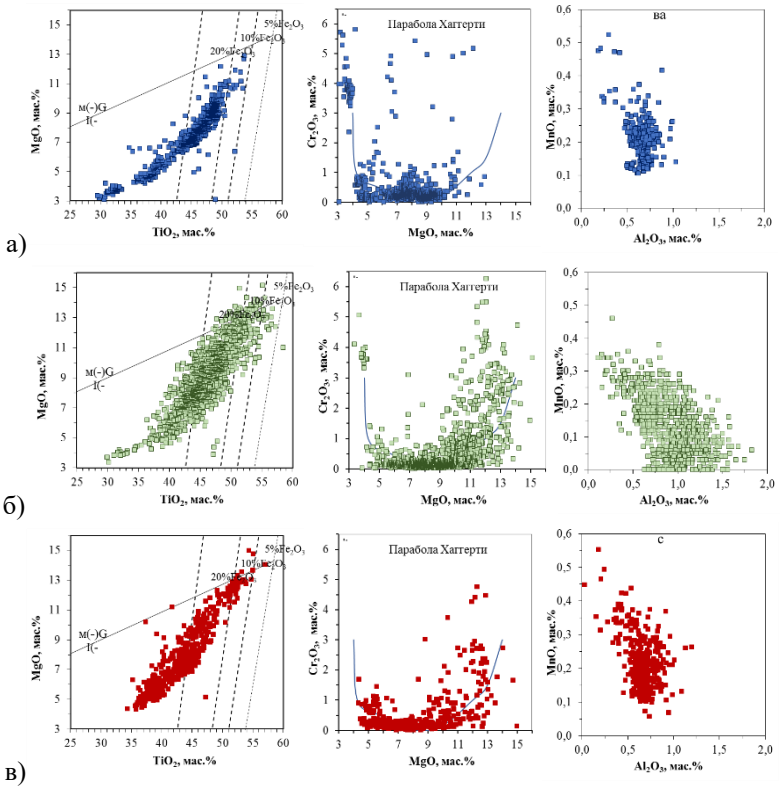


Рис. 3. Бинарные диаграммы составов пикроильменитов из ореолов Восточный (а) и Хатырык (б) и из кимберлитового тела Т-54-14 (в)

Так, в ореоле Хатырык установлены высокохромистые низкомагнезиальные разности, ферримагнитные при комнатных условиях, отсутствующие в близрасположенном кимберлитовом теле Т-54-14. Также для пикроильменитов характерны широкие вариации содержание оксидов примесных элементов алюминия и марганца (рис. 3). Среди пикроильменитов ореола Восточный установлен крайне низкий процент высокомагнезиальных составов, при этом доля низомагнезиальных, в т.ч. высокохромистых составов заметно выше.

Таким образом, на основании сравнения составов пиропов и пикроильменитов высококонтрастных ореолов Хатырык и Восточный, можно сделать вывод, что источниками ИМК изученных ореолов могут быть ким-

берлитовые тела, отличные от недавно открытого в данном районе кимберлитового тела Т-54-14.

Литература:

1. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М., Старкова Т.С. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов. Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 3. С. 86-94.

2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. М.: Наука, 1974.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ УЧАСТКА ОТУЛАХСКИЙ, БАХЧИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ, ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ

Тарских О.В., Проценко Е.В.

НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный, TarskikhOV@alrosa.ru

История поисков месторождений алмазов на Сибирской платформе насчитывает более полувека, в настоящее время к анализу результатов поисковых работ широко привлекаются ГИС-технологии, позволяющие визуализировать сочетание поисковых критериев и выделять перспективные площади.

Бахчинская перспективная площадь расположена в северной части Малоботуобинского алмазоносного района в нижнем течении р. Малая Ботуобия (рис. 1). В пределах Бахчинской площади, в верховьях ее правого притока р. Толоругас, выделен участок Отулахский, по структурно-тектоническим критериям и минералогическим признакам перспективный на обнаружение нового кимберлитового тела. Участок довольно детально изучен буровыми работами. Плотность осуществленной поисковой сети составляет 500×500-250 м.

В тектоническом плане участок Отулахский расположен в склоновой части одноименного долгоживущего палеоподнятия, длительное время являвшегося областью денудации, с которой происходил снос терригенного, возможно и кимберлитового материала, сформировавшего одноименный ореол, а также, возможно, ореолы сопредельных площадей.

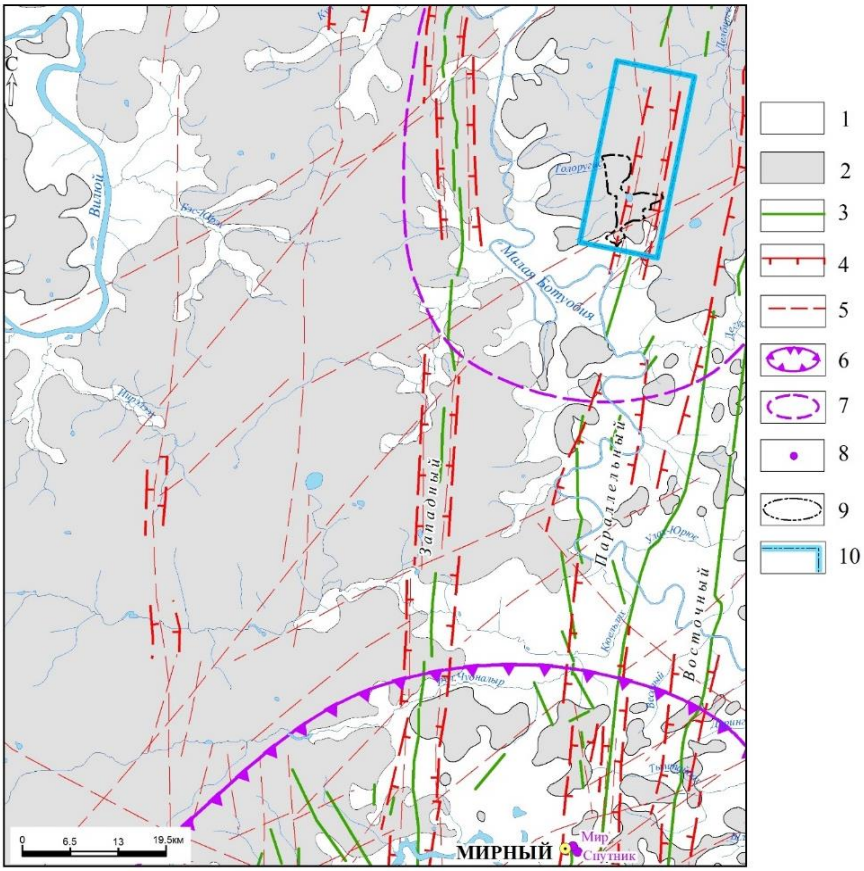


Рис. 1. Обзорная схема северной части Малоботуобинского алмазоносного района 1-2 – геотипы поисковых площадей: 1- открытые, 2- закрытые; 3-4 – разрывные нарушения: 3- залеченные дайками долеритов, 4- грабены Вилюйско-Мархинской зоны, 5 – прочие нарушения, выделенные геолого-геофизическими методами; 6 – контур Мирнинского кимберлитового поля, 7 – контур Бахчинской перспективной площади, 8- кимберлитовые тела и их названия; 9- ореол Отулахский, 10- контур участка Отулахский

Через участок трассируется зона Параллельного разлома, контролирующего трубки Мир, Спутник и Дачная в Мирнинском кимберлитовом поле. Все кимберлиты этого куста локализованы к западу от осевой линии

данной кимберлито-контролирующей структуры. Учитывая, что участок Отулахский также расположен к западу от грабена Параллельного разлома, его положение по структурно-тектоническим критериям весьма благоприятно для обнаружения здесь кимберлитового тела.

На участке выделяется одноименный ореол минералов-спутников алмаза. Ореол является погребенным, он локализован в базальных горизонтах прибрежно-морских образований ахтарандинской и борулойской свит пермского возраста. Оторванность ореола от известных коренных источников позволяет предполагать наличие собственного кимберлитового тела.

Минералы-спутники участка Отулахский представлены шпинель-пироп-пикроильменитовой ассоциацией. Многочисленными исследованиями [1-4] установлена наиболее тесная связь химического состава гранатов с продуктивностью кимберлитовых тел.

Изучен химический состав 33 зерен гранатов. По применяемой в НИГП методике гранаты разделены на парагенезисы [3, 6], к которым применена классификация Дж. Доусона и В. Стефенса [5] (рис. 2).

По химическому составу среди гранатов из осадочных пород участка Отулахский преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса, они составляют 93,5% от количества изученных, гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 2,3%, верлитового – 4,2%, гранаты эклогитового парагенезиса в выборке не установлены. Гранаты алмазной ассоциации составляют 2,3%, относятся к дунит-гарцбургитовому парагенезису.

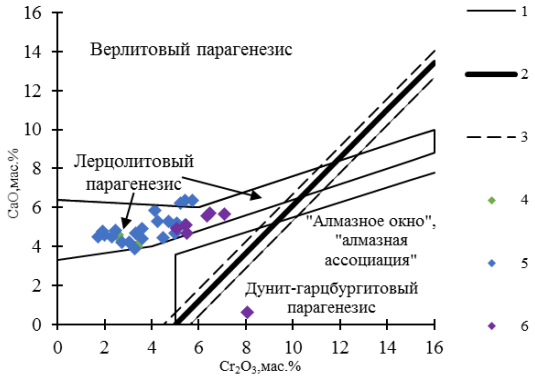


Рис. 2. Диаграмма химического состава гранатов ореола Отулахский

1 – границы парагенезисов, 2 – граница алмазной ассоциации [6], 3 – поле стабильности пиропов в предельных ассоциациях, 4 – титанистые пиропы (G1), 5 – хромовые пиропы (G9), 6 – малокальциевые хромовые пиропы (G10)

Гранаты лерцолитового парагенезиса представлены тремя типами по классификации Дж. Доусона и В. Стефенса (1975): хромовыми пиропами, малокальциевыми хромовыми пиропами и титанистыми пиропами.

Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 2,3% от общего количества изученных и представлены малокальциевыми хромовыми пиропами, их химический состав соответствует алмазной ассоциации. Хромовые пиропы верлитового парагенезиса составляют 4,2%.

Выборка гранатов из ореола Отулахский, по набору парагенетических групп аналогична выборке гранатов из кимберлитов жилы Ан-21. Гранаты алмазной ассоциации в изученной выборке принадлежат к дунит-гарцбургитовому парагенезису и по частоте встречаемости максимальная близость отмечается с выборкой гранатов из кимберлитов аномалии Т-54/14 (Ыгыаттинское поле). Гранаты лерцолитового парагенезиса обнаруживают максимальное сходство с таковыми из кимберлитов трубок Дачная и Таёжная. Частота встречаемости гранатов верлитового парагенезиса и набор типов в изученной выборке максимально близки к таковым для выборки гранатов из кимберлитов трубки Магистральная.

Сочетание благоприятных структурно-тектонических признаков и результаты исследования химического состава гранатов, позволяют предполагать собственный коренной источник минералов-спутников алмаза ореола Отулахский с вероятной алмазоносностью 0,2-0,4 кар/т.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск, Академическое издательство «Гео», 2010, 650с.

2. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 300с.

3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, изд-во Наука, 1974. 263с.

4. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М. «Недра», 1998, 555с.

5. Dawson J.B. and Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol., 1975, 83: p. 589-607.

6. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of piroxenite paragenesis garnets distribution in Yakutian Kimberlites and some aspects of Siberian craton litospheric mantle evolution // in Gurney J.J. et al., Proceeding of Seventh International Kimberlite Conference, 1999, Cape Town, v.2, p.689-698.

ОСОБЕННОСТИ РЕНТГЕНОГРАФИИ И КР СПЕКТРОВ ДОДЕКАЭДРОИДОВ АЛМАЗА I и V РАЗНОВИДНОСТИ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Угапьева С.С. [1], **Заякина Н.А.**[1], **Горяйнов С.В.**[2]
1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, sargylana-ugapeva@yandex.ru
2 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, svg@igm.nsc.ru

Приводятся результаты изучения додекаэдроидов алмаза I и V разновидностей из россыпей р. Эбелях и вулканогенно-осдачных отложений карнийского яруса верхнего триаса Булкурской антиклинали методами рентгенографического анализа и спектроскопии комбинационного рассеяния (рамановской спектроскопии).

По рентгенограммам изученные додекаэдроиды, относящиеся к I и V разновидностей из россыпей р. Эбелях и отложений Булкурской антиклинали, соответствуют монокристаллам с разной степенью совершенства кристаллической решетки. Для рентгенограмм изученных кристаллов алмаза характерна фрагментация рефлексов, свидетельствующая о макроблочном строении алмаза. Дифракционные картины, полученные от додекаэдроидов алмаза I и V разновидностей несколько, отличаются (рис. 1).

Рентгенограммы алмазов V разновидности характеризуются фрагментацией лауэпятен на большое количество блоков, которые связаны между собой тяжами (вуалями), которые ранее описаны в работах [1, 5] (рис. 1, а). Для кристаллов I разновидности при фрагментации лауэпятен наблюдается не более трех блоков (рис. 1, б). Согласно работе [1] блоковое строение дифракционных пятен на лауэграммах является следствием быстрого роста кристалла в условиях, пониженных P-T параметров и высокого пересыщения по углероду. Высокая ростовая дефектность дополняется постростовой деформацией (пластической деформацией кристаллической решетки), которая проявляется на лауэграммах в виде фрагментации лауэпятен, астеризма, наличия протяженных тяжей, соединяющих отдельные фрагменты лауэпятен. При сравнении рентгенограмм кристаллов V разновидности из россыпей р. Эбелях и Булкурской антиклинали установлено, что последние претерпевали значительно высокую постростовую деформацию.

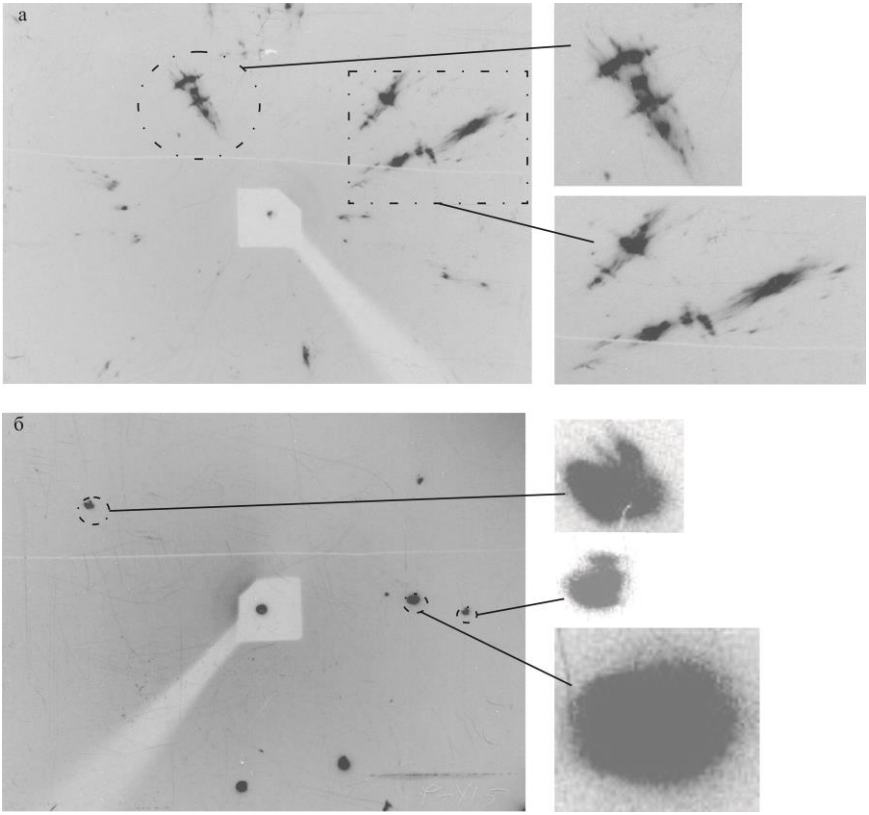


Рис. 1. Примеры фрагментов лауэграмм додекаэдроидов алмаза V (а) и I (б) разновидностей из отложений Булкурской антиклинали

Методом рамановской спектроскопии изучены прозрачные и полупрозрачные додекаэдроиды I и V разновидностей из россыпей р. Эбелях и Булкурской антиклинали. В кристаллах I разновидности из россыпей р. Эбелях идентифицированы включения оливина, которые часто представлены группами (рис. 2, а).

Также обнаружено единичное включение граната в образце 8033 (I разновидность) из Булкурской антиклинали. Включение имеет удлиненную форму, размер не превышает 80 мкм (рис. 2, б).

На данном этапе работы в алмазах V разновидности нами включения не выявлены. По данным КР спектроскопии в изученных кристаллах, как в

алмазах I, так и V разновидностей характерны трещины, заполненные графитом и аморфным веществом (силикатное стекло?).

Анализ литературных данных показывает, что в алмазах V разновидности встречаются включения коэсита [3], рутила, граната, апатита, калиевого полевого шпата, диопсида, омфацита [4], Ba, Sr, Ca, Fe - карбонаты, K, Ba - фосфаты [2], CO2, N2, CH4 [6, 7].

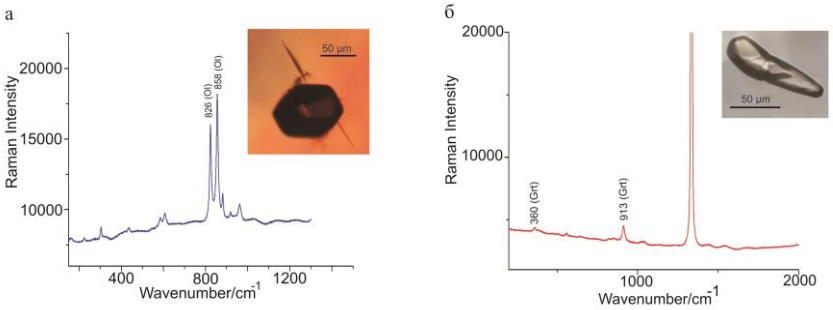


Рис. 2. КР спектры включений оливина(а) и граната (б) в алмазах из россыпей р. Эбелях и отложений Булкурской антиклинали

Изученные округлые кристаллы I разновидности из россыпей р. Эбелях и Булкурской антиклинали по данным рентгенографического анализа характеризуются умеренным искажением кристаллической решетки. Додекаэдроиды V разновидности из Булкурской антиклинали имеют наибольшую степень искажения кристаллической решетки в следствие постростовых деформаций, которые проявляются на лауэграммах в виде фрагментации лауэпятен, астеризма, наличия вуалей, соединяющих отдельные фрагменты лауэпятен. Включения оливина и граната, идентифицированные в додекаэдроидах I разновидности по составу аналогичны с таковыми в алмазах из кимберлитовых месторождений.

Работа подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 годы»

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Гриб П.В. и др. О генезисе алмазов V разновидности из месторождения им. ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник Воронежского университета. Геология, 2005, №2. С. 38-59.

2. Логвинова А.М., Вирт Р., Томиленко А.А., Афанасьев В.П., Соболев Н.В. Особенности фазового состава наноразмерных флюидных включений в аллювиальных алмазах северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11). С. 1634-1648.

3. Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Рылов Г.М., Горяйнов С.В. Включения коэсита в округлых алмазах из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы // ДАН, 2002, т. 384, №4. С. 509-513.

4. Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А. Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2009, т. 425, №4. С. 527-531.

5. Рылов Г.М., Федорова Е.Н., Соболев Н.В. Исследование внутреннего строения несовершенных кристаллов алмаза на основе синхротронного метода Лауэ–СИ // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 2. С. 242–249.

6. Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // ДАН, 2001, т. 378, №6. С. 802-805.

7. Чепуров А.И., Томиленко А.А., Шебанин А.П., Соболев Н.В. Флюидные включения в алмазах из россыпей Якутии // ДАН, 1994, т. 336, №5. С. 662-665.

РАМАНОВСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ ОЛИВИНА В АЛМАЗАХ

Угапьева С.С.[1], Попов В.И.[2]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, sargylana-ugapeva@yandex.ru

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, volts@mail.ru

Проведено картирование методом комбинационного рассеяния (КР) включений оливина в кристаллах алмаза из тр. Сытыкан, Удачная на измерительном комплексе ИНТЕГРА СПЕКТРА, использовался объектив 100x с численной апертурой NA=0,7, КР спектры регистрировались низкошумящей CCD камерой с охлаждением до –70°С. Для проведения измерений

выбран режим со временем накопления сигнала в каждой точке 50 с, длиной волны возбуждающего излучения твердотельного неодимового лазера 532 нм и гелий-неонового газового лазера 632,8 нм, мощностью в пучке диаметром <1мкм - ~3,5 мВт и ~3 мВт, соответственно, КР картирование проводилось шагом 0,5 μm.

Для проведения раман картирования отобраны кристаллы алмаза с силикатными включениями (оливины?) (рис. 1). Картирование проводилось по площади x-y (15*15 μm) на глубине нахождения включения z (~50-60 μm). Область картирования охватывало зону контакта алмаз-включение.

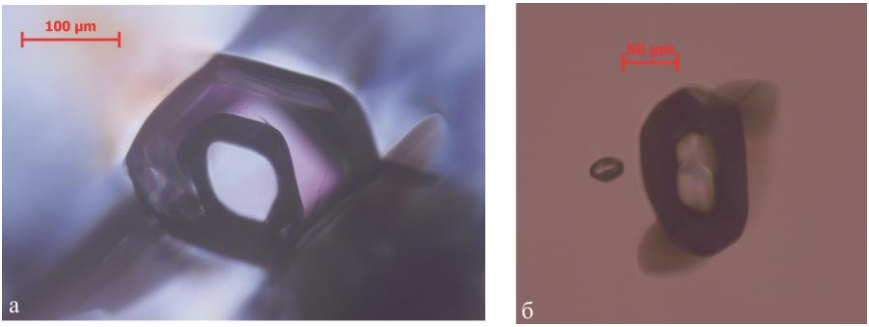


Рис. 1. Включения оливина в алмазах из тр. Удачная (а) и Сытыкан (б)

Раман картирование включений оливина показало, что минералы-узники находятся в напряженном состоянии, не смотря на возможный сброс давления по трещинам, идущим от вершин включений. Установлен максимальный сдвиг наиболее интенсивных полос валентных колебаний SiO_4 (830 см$^{-1}$ и 861 см$^{-1}$) на величину $\Delta\nu$=5±0.09 и 4±0.12 см$^{-1}$, что соответствует внутреннему остаточному давлению во включении P_i =1,64±0,1 ГПа, вычисленному по формулам работ [1, 3] ν=825 см$^{-1}$+2.81P_i. Согласно Е.С. Израели [1], по этому остаточному давлению во включении можно оценить давление кристаллизации алмаза, которое по нашим расчетам составляет P_f=6.4±0.5 ГПа при модельной температуре его роста 1200 °С.

На изображении раман картирования хорошо прослеживается зона контакта алмаз-включение (ярко-желтый цвет) (рис. 2, а). В КР- спектре дан-

ной области проявляются широкие полосы 658-788 см$^{-1}$, отвечающие мономерам $Si(OH)_4$ и димерам $Si_2O(OH)_6$ в водном растворе (рис. 2, б) [2]. При этом толщина слоя, где проявляются вышеупомянутые полосы варьирует в пределах от 1,5 до 4,5 µm.

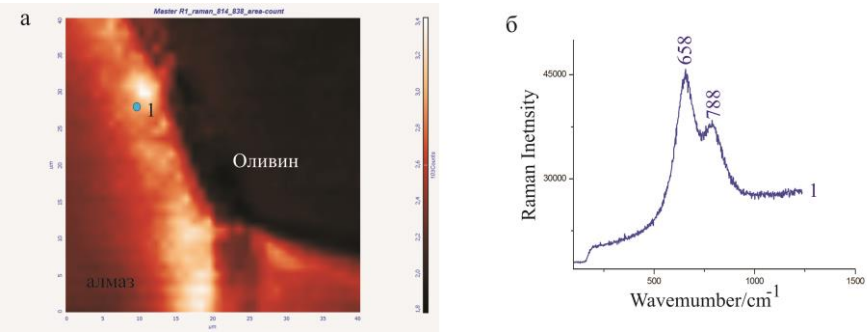


Рис. 2. Данные раман картирования: а – изображение поля картирования, б – спектр ярко-желтой области, отмеченной точкой 1

Полученные результаты свидетельствуют, что в зоне контакта алмаз-включение присутствует флюидная фаза, которая полностью покрывает включение и представляет собой водный раствор мономера $Si(OH)_4$ и димера $Si_2O(OH)_6$.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2016-0003) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00383_мол_а)

Литература:

1. E.S. Izraeli, J.W. Harris, O. Navon. Earth and Planetary Science Letters, V. 173 (1999)

2. P. Nimis, M. Alvaro, F. Nestola, R.J. Angel, K. Marquardt, G. Rustioni, J.W. Harris, F. Marone // DOI 10.1016/j.lithos.2016.05.019

3. T. Yasuzuka, H. Ishibashi, M. Arakawa, J. Yamamoto, H. Kagi // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 104 (2009)

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ МАНЧАРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ) КАК ИНДИКАТОР ЕЁ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ

Хмельков А.М.[1], Округин А.В.[2]
1 – АК «АЛРОСА», г. Мирный, st_56@mail.ru
2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, okrugin@diamond.ysn.ru

В кимберлитовой трубке Манчары, открытой в 2007-2008 гг. геологами Якутскгеология в пределах Хомпу-Майского кимберлитового поля Центральной Якутии [1] был обнаружен первый алмаз [2]. В составе первоначально изученных 400 зерен гранатов присутствовал один гранат, отвечающий по Cr_2O_3-CaO соотношению минералу алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса [3]. Здесь нами приводятся результаты пересчетов составов 251 зерна гранатов из тр. Манчары на парагенезисы по программе «Mineralogical Analyse» [4], осуществляемой на основе макросов путем применения математического аппарата. В итоге индивидуальному составу программой присваивается аббревиатура из начальных букв соответствующего парагенезиса из 41 – распознаваемого данной программой. К высокоалмазоносным парагенезисам авторами программы отнесены составы минералов, встречающиеся в качестве включений в алмазах или сростков с ними, к алмазоносным – составы исключительно из алмазоносных ксенолитов. К потенциально алмазоносным – составы, встречающиеся преимущественно в алмазоносных ксенолитах и незначительно в неалмазоносных. К слабоалмазоносным парагенезисам отнесены составы большей частью из неалмазоносных ксенолитов с единичными находками в алмазоносных ксенолитах. К неалмазоносным – составы, встречающиеся исключительно в неалмазоносных ксенолитах или вообще некимберлитового генезиса.

Результаты парагенетической классификации гранатов из тр. Манчары (рис. 1.) показывают, что среди них преобладают разности, подобные таковым из потенциально алмазоносных лерцолитов с высокохромистым гранатом (ПАЛВ – 28,7%). Значительным распространением пользуются гранаты из неалмазоносных гранат-ильменитовых перидотитов и пироксенитов (НГИП – 13,5%), потенциально алмазоносных лерцолитов с низкохромистым гранатом (ПАЛН – 13,1%) и слабоалмазоносных лерцолитов

с низкохромистым гранатом (САЛН – 12,4%), несколько меньше из потенциально алмазоносных лерцолитов со среднехромистым гранатом (ПАЛС – 6,8%) и слабоалмазоносных лерцолитов с высокохромистым гранатом (САЛВ – 7,2%). Следует отметить наличие гранатов эклогитового парагенезиса: из слабоалмазоносных магнезиальных эклогитов (САМЭ – 6,0%), единичные разности из потенциально алмазоносных ильменит-рутиловых (ПАИРЭ) и магнезиально-железистых (ПАМЖЭ) эклогитов, из неалмазоносных рутиловых эклогитов (НРЭ). Реже отмечаются гранаты из неалмазоносных лерцолитов и вебстеритов (НЛВ), неалмазоносных гарцбургитов (НАГ), неалмазоносных ортопироксенитов (НОП), неалмазоносных магнезиальных алькремитов (НМА) и метаморфических пород фундамента (МПФ).

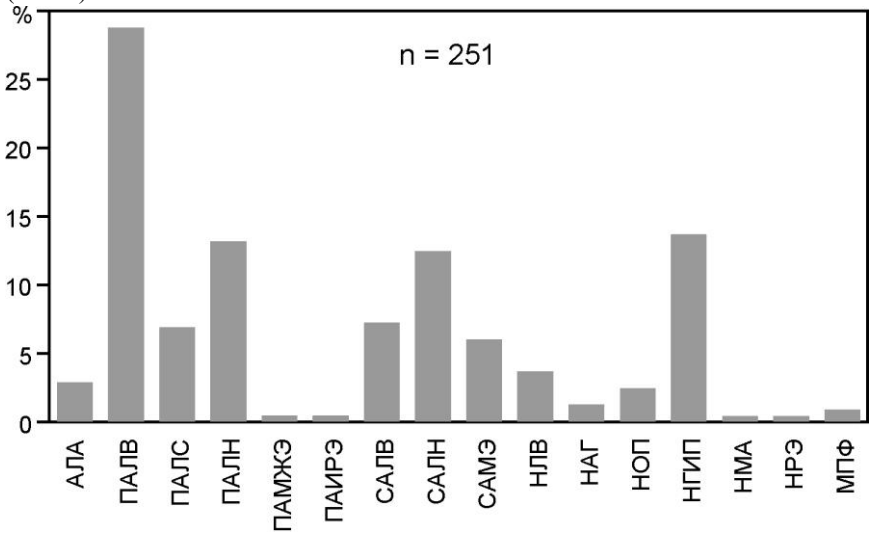


Рис. 1. Распределение парагенезисов гранатов из тр. Манчары.

Из типичных алмазоносных парагенезисов присутствуют гранаты из алмазоносных лерцолитов с аномальнохромистым гранатом (АЛА – 2,8%), которые обладают повышенным содержанием Cr_2O_3>10 мас. % (табл. 1). Данный парагенезис присутствует преимущественно в среднепалеозойских алмазоносных кимберлитах и почти не встречается в неалмазоносных телах. Гранаты АЛА-парагенезиса из тр. Манчары характеризуются достаточно высоким отношением Cr/Cr+Al (до 37,6%), что свидетельствует в пользу их формирования при P-T-параметрах стабильности алмаза (Похи-

ленко Н.П., 1990 г.). Все это говорит о наличии в районе Хомпу-Майского поля участков мощной литосферы с алмазоносными лерцолитами.

Парагенетические особенности гранатов из тр. Манчары свидетельствуют в пользу потенциальной алмазоносности данного кимберлитового тела. На это указывает общее содержание (52,2%) алмазоносных и потенциально алмазоносных парагенезисов (см. рис. 1), что характерно для потенциально алмазоносных кимберлитов. В неалмазоносных кимберлитах данный показатель среди гранатов, как правило, менее 50%. Преобладающим среди гранатов является ПАЛВ-парагенезис, что даже среди алмазоносных кимберлитов встречается не так часто и совершенно нехарактерно для неалмазоносных.

Таблица

Представительные анализы (мас.%) гранатов различных парагенезисов из тр. Манчары

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Парагенезисы
1	40,60	0,12	13,30	11,92	7,39	0,23	19,90	4,73	98,19	АЛА
2	40,20	0,14	14,40	11,07	7,26	0,24	18,10	7,29	98,70	АЛА
3	41,68	0,26	17,05	8,03	7,12	0,27	19,98	6,43	100,82	ПАЛВ
4	41,95	0,01	19,84	5,54	7,43	0,38	20,70	4,00	99,84	ПАЛС
5	42,74	0,50	19,97	3,02	6,45	0,23	21,32	4,42	98,65	ПАЛН
6	41,20	1,05	21,90	0,01	12,40	0,44	16,70	2,51	96,21	ПАМЖЭ
7	40,05	0,06	21,45	0,15	22,87	0,52	9,96	5,49	100,54	ПАИРЭ
8	40,80	0,91	14,32	9,62	7,25	0,36	18,76	6,45	98,48	САЛВ
9	41,70	0,15	21,00	1,94	9,82	0,44	20,80	4,40	100,25	САЛН
10	41,93	0,02	20,41	4,29	7,38	0,43	19,89	5,58	99,92	САМЭ
11	41,90	0,16	21,40	1,77	9,32	0,46	19,50	4,34	98,85	НЛВ
12	42,07	1,13	20,74	0,42	10,80	0,35	20,66	4,60	100,77	НАГ
13	40,70	1,16	20,70	2,12	9,77	0,34	19,30	4,78	98,87	НОП
14	41,81	0,98	22,02	0,26	11,34	0,43	18,29	4,80	99,93	НГИП
15	43,23	0,00	22,21	3,10	6,47	0,40	24,72	0,46	100,60	НМА
16	39,02	0,06	21,50	0,09	26,57	0,38	8,32	3,25	99,20	НРЭ
17	37,29	0,00	20,94	0,00	35,70	1,36	3,73	0,99	100,02	МПФ

Примечание: Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе “Camebax-Micro” в ИГАБМ СО РАН, аналитики: Н.В. Лескова, Л.М. Попова.

Определить конкретный уровень алмазоносности кимберлитов тр. Манчары по общепринятой схеме (высоко-, среднеалмазоносные и т.д.) на основе парагенетических особенностей гранатов, с учетом имеющихся на сегодня у нас данных, достаточно сложно. Дело в том, что внутри группы

алмазоносных кимберлитов не наблюдается какой-либо значимой корреляции между алмазоносностью тел и содержанием различных парагенезисов среди гранатов. Это, в свою очередь, свидетельствует о некоторой условности деления кимберлитов по уровню алмазоносности. По крайней мере, с позиций парагенетических особенностей гранатов. Можно лишь с некоторой долей условности, на уровне предположения, высказаться в пользу убогой алмазоносности (<0,1 кар/т) кимберлитов тр. Манчары. В пользу данного предположения свидетельствует полное отсутствие среди гранатов высокоалмазоносных парагенезисов. Высокохромистый пироп (анализ № 1 в табл.), который на бинарной Cr_2O_3 – CaO диаграмме [3] попадает в область алмазной ассоциации, при парагенетической классификации составов «отошел» к гранатам АЛА-парагенезиса. Дополнительным признаком, указывающим в пользу убогой алмазоносности тр. Манчары, является невысокое (<3%) содержание типичных алмазоносных парагенезисов. Заметим, что реальная алмазоносность кимберлитов может быть установлена лишь путем их прямого представительного опробования.

Таким образом, присутствие в пределах Хомпу-Майского кимберлитового поля потенциально алмазоносной тр. Манчары заставляет по-новому оценить поисковую обстановку данного района. Не исключено, что в пределах Хомпу-Майского поля могут иметь место кимберлитовые тела с более высокими параметрами алмазоносности, чем тр. Манчары. При этом парагенетические особенности гранатов свидетельствуют о том, что источниками алмазов в них могли служить не столько дунит-гарцбургиты, сколько истощенные лерцолиты.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2016-0003).

Литература:

1. Смелов А.П., Андреев А.П. Алтухова З.А. и др. Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле Центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. №1. С. 153-159.

2. Смелов А.П., Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Толстов А.В. Алмазная «ласточка» Манчары // Наука из первых рук. 2012. № 3. С. 20-25.

3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск. Наука. 1974. 263 с.

4. Хмельков А.М., Гриценко А.В. Разделение составов кимберлитовых минералов на парагенезисы с использованием современных технологий // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов. Материалы IV РНП-конференции. Мирный. 2014. С. 241-244.

МИНЕРАЛОГИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ, ВЕРХНЕ-МУНСКОЕ ПОЛЕ

Яковлев И.В.[1,2], Мальковец В.Г.[1,2,3,4,5], Гибшер А.А.[1,4]
1 – Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск, igor.yakovlev@igm.nsc.ru
2 – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,
3 – Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, Australia
4 – Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Japan
5 – НИГП АК АЛРОСА (ПАО), г. Мирный

Ксенолиты перидотитов из кимберлитов в настоящее время являются одним из главных источников информации о составе и процессах, проистекающих в литосферной мантии древних кратонов. В качестве объекта исследований выбрана среднепалеозойская высокоалмазоносная кимберлитовая трубка Комсомольская-Магнитная. Мощность литосферы в пределах Верхне-Мунского кимберлитового поля составляет 225 км, а мощность “алмазного окна” свыше 100 км (Ziberna et al., 2016) [6].

Химический состав оливинов и пиропов определяли методом ЕРМА с использованием Jeol JXA Superprobe 8230 в “ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН”, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (Новосибирск).

Магнезиальность оливинов варьирует от 88.4 до 94.12%, при этом магнезиальность большинства (60%) исследуемых зерен превышает 92% и 40% зерен имеют магнезиальность >93%. Средняя магнезиальность оливинов составляет 91,87%, а медианное значение составляет 92.52%. Таким образом, по магнезиальности оливина можно выделить две группы ксенолитов перидотитов: группа 1 с “типичными” мантийными значениями Mg# 88.39-90.70 и группа 2 с высокодеплетированными составами Mg# 91.7-94.12. Ксенолиты группы 2 представлены преимущественно дунитами и гарцбургитами, тогда как ксенолиты группы 1 представлены гранатовыми лерцолитами. Пределы магнезиальности (Mg# 91,7-94,12) и среднее значение для оливинов группы 2 ($\bar{x}$ = 92.96, медиана = 93.11) совпадает со значениями для оливинов из мегакристаллических перидотитов трубки Удачная ($\bar{x}$ = 92.67, n=99; Похиленко и др., 2014 [1]) и для оливинов неопределенного парагенезиса из алмазов выборки для кимберлитов и лампроитов других регионов мира ($\bar{x}$ = 92.9, n=607; Stachel and Harris, 2008) [5]. На

основании близости химического состава оливинов высокодеплетированных групп мы предполагаем, что литосферная мантия под трубками Комсомольская-Магнитная и Удачная имеет схожий состав, хотя в соответствии с тектонической схемой Розена (2006) [2] они принадлежат различным террейнам.

Химический состав гранатов был исследован в 35 ксенолитах и показан на рисунке 1. Гранаты относятся к гарцбургит-дунитовому (n=23) и лерцолитовому парагенезисам (n=12). Содержание главных элементов в пиропах гарцбургит-дунитового парагенезиса (мас. %): Cr_2O_3 8.84–13.53, CaO 0.66–3.46, TiO_2 0.01–0.11, а в лерцолитовых: Cr_2O_3 1.27–8.76, CaO 1.25–7.69, TiO_2 0.01–1.10. Необходимо отметить достаточно высокий процент пиропов, относящихся к алмазоносному гарцбургит-дунитовому парагенезису. В изученной коллекции пироповых перидотитов в поле гарцбургит-дунитового парагенезиса отсутствуют пиропы с содержанием Cr_2O_3 <8.8 мас. %, тогда как среди пиропов-включений в алмазах и в ранее изученных пиропах мегакристаллических перидотитов из трубки Удачная минимальное содержание Cr_2O_3 ~5 мас. %.

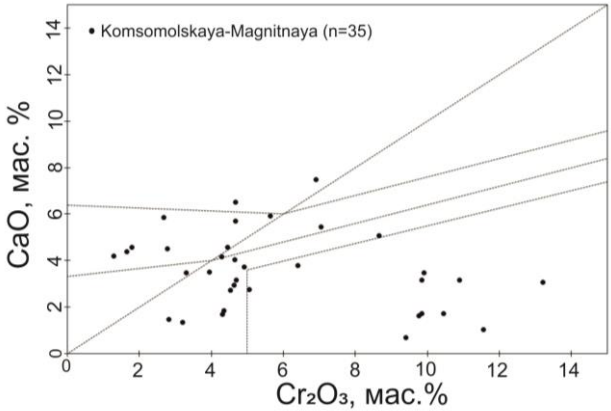


Рис. 1. Диаграмма CaO – Cr_2O_3 с вынесенными составами пиропов из ксенолитов кимберлитов (Соболев, 1973).

Особо необходимо отметить наличие гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса с крайне низким содержанием CaO: 0.7 и 1.03 мас.%. Это свидетельствует о крайне истощенной природе их протолитов. Кроме того, это также свидетельствует о крайне низкой степени вторичных метасоматических процессов, которые приводят к замещению гранатов гарцбургит-

дунитового парагенезиса – гранатами лерцолитового парагенезиса (Malkovets et al., 2007; Похиленко и др., 2014) [1,3].

Химический анализ составов гранатов из ксенолитов был выполнен методом LAM-ICPMS Agilent 7700cs с системой лазерной абляции Photon Machines Excite Excimer laser ablation system (λ=193 nm). По распределению редкоземельных элементов можно выделить две группы гранатов (рис. 2). К группе 1 относятся гранаты с типичными для фертильных гранатов спектрами распределения редкоземельных элементов, а к группе 2 гранаты с S-образными спектрами, которые характерны для минеральных включений гранатов в алмазах. Наличие достаточно многочисленной группы ксенолитов с гранатами группы 2 свидетельствует о высокодеплетированном составе литосферной мантии в области “алмазного” окна.

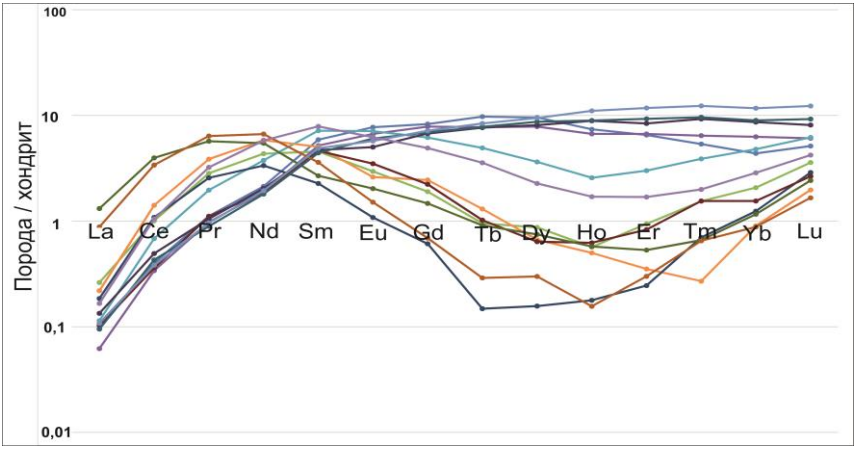


Рис. 2. Диаграмма редкоземельных спектров для пиропов из кимберлитовых ксенолитов.

Результаты проведенных минералогических исследований свидетельствуют о наличии блока высокодеплетированных пород в литосферной мантии под Верхне-Мунским кимберлитовым полем. Наличие достаточно высокой пропорции гранатов алмазоносного гарцбургит-дунитового парагенезиса наряду с высокой алмазоносностью кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная свидетельствует о низкой степени метасоматической переработки литосферного алмазоносного киля. Эти характеристики свидетельствуют о близости химического состава перидотитов алмазной фации глубинности с перидотитами под трубкой Удачная (Далдынский террейн).

Минералогические исследования были выполнены в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0006), при поддержке гранта РФФИ №16-05-01052.

Геохимические исследования были выполнены при поддержке проекта РНФ №18-17-00249.

Литература:

1. Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П., 2014. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады РАН, т. 454, № 5, стр. 583-589.

2. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук, Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. // Науч. ред. С. И. Митюхин, Научный Мир, Москва, 2006, 212 с.

3. Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wood B.J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: kimberlite sampling patterns define the link // Geology. 2007. V. 35. P.339–342.

4. Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., et al., 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. // Science 316, 412–417.

5. Stachel, T., Harris, J.W., 2008. The origin of cratonic diamonds—constraints from mineral inclusions. Ore Geology Reviews 34, 5–32.

6, Ziberna, L., Nimis, P., Kuzmin, D., Malkovets, V.G., 2016. Error sources in singleclinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia. Am. Mineral. 101:2222–2232. http://dx.doi.org/10.2138/am-2016-5540.

ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

ГЕОХИМИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ РЕКИ КОЛЫМА

Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
gchlab@ipng.ysn.ru

В настоящее время большое внимание уделяется развитию арктических регионов. Доставка грузов, нефтепродуктов в арктические районы Республики Саха (Якутия) в основном осуществляется речным флотом. Нефтебазы обычно расположены по берегам рек. Все это создает серьезную опасность загрязнения почв и донных осадков нефтью и нефтепродуктами. На фоне экстремальных климатических условий нефтезагрязнение на долгие годы сохраняет негативное влияние на экосистему Арктики. Специфической особенностью арктических регионов является наличие вечной мерзлоты. Загрязняющие вещества, попадая в донные осадки, вследствие медленного протекания процессов трансформации углеводородов (УВ) при низких температурах арктических бассейнов могут длительное время являться источником вторичного загрязнения акваторий. Арктическое побережье пока мало изучено и проведение геохимических исследований по изучению процессов формирования поверхностных углеводородных полей природного и техногенного генезиса является актуальным.

Результаты изучения специфики геохимического фона по углеводородсодержащим соединениям в донных осадках рассматривались в ряде работ [1, 2]. В основном исследования были направлены на выяснение происхождения и особенностей распределения УВ в донных осадках в связи с выявлением техногенного загрязнения и определения его уровня. При анализе содержания УВ в донных осадках возникает задача дифференцированной оценки присутствия антропогенной составляющей и вклада природного геохимического фона, поскольку обнаруженные геохимические аномалии в содержании УВ часто связывают исключительно с нефтяными УВ. Вместе с тем известно, что распространение антропогенных УВ происходит на устойчивом углеводородном геохимическом фоне, что нельзя не учитывать [2].

Речной сток р. Колыма является одним из определяющих факторов осадконакопления в прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря. По её берегам только на территории Якутии расположены три крупных нефтебазы и морской порт Зеленый мыс. При разливах нефти и нефтепродуктов при транспортировке грузов и в процессе эксплуатации нефтебаз неизбежно происходит загрязнение воды, донных отложений и береговой части суши.

В работе рассмотрены особенности распределения УВ в донных осадках в нижнем течении р. Колыма. Обследован участок реки в районе нефтеналивного причала Нижнеколымской нефтебазы и морского порта Зеленый мыс.

Геохимические исследования проб донных осадков проводились с помощью комплекса физико-химических методов анализа, которыйвключал экстракцию проб хлороформом с получением хлороформенных битумоидов (ХБ), определение структурно-группового состава ХБ методом ИК-Фурье спектроскопии, хроматографическое фракционирование с выделением суммы углеводородных компонентов, а также смол и асфальтенов [3].

Известно, что концентрации нефтяных УВ в донных осадках портов и нефтеналивных причалов могут достигать высоких значений [2].

Проведенные исследования показали, что в районе нефтеналивного причала Нижнеколымской нефтебазы в период с 2013 по 2016 г.г. пробы донных осадков характеризуются невысокимвыходом ХБ от 456 до 752 мг/кг и различаются по составу и химической структуре (табл.). Пробы (2нб и 4нб), отобранные в 2014 г и 2016 г.г., могут быть отнесенык пробам со следами загрязнения нефтяными УВ. На это указывают данные группового компонентного состава с преобладанием углеводородных компонентов над смолами и асфальтенами (табл. 1). Другая картина наблюдается для проб (1нб и 3нб), отобранных в 2013 и 2015 г.г., в составе которых преобладающую роль играют смолы и асфальтены. От рассмотренных выше проб резко отличается пробадонных осадков морпорта (5мп) по очень высокому выходу ХБ 25500 мг/кг и характеризуется как типично нефтезагрязненная. На это указывают и особенности группового состава с более выраженным преобладанием углеводородных компонентов над суммой смол и асфальтенов (табл.).

Таблица

Геохимическая характеристика донных осадков р. Колыма.

Параметры	Значения параметров				
№ пробы	1нб	2нб	3нб	4нб	5мп
Год отбора проб	2013	2014	2015	2016	2015
Место отбора проб	Нефтеналивной причал				Морпорт
Выход ХБ, мг/кг	710	752	585	456	25500
Групповой компонентный состав ХБ, %: УВ	11,5	53,7	22,3	45,7	75,6
Бензольные смолы	9,3	8,7	18,3	7,8	6,4
Спиртобензольные смолы	31,7	28,1	35,4	38,2	16,1
∑смол	71,1	36,8	53,7	46,0	22,5
асфальтены	17,4	9,5	24,0	8,3	1,9

О различном генезисе углеводородсодержащих компонентов в изученных пробах донных осадков свидетельствуют данные ИК-спектроскопии (рис.). Характер ИК-спектров ХБ пробы 1нб типичен для континентального органического вещества (ОВ) современных осадков, в котором доминируют соединения с длинными метиленовыми цепями как в углеводородной, так и асфальтово-смолистой части ХБ. На это указывает присутствие дублета в области 720-730 см$^{-1}$ и отсутствие поглощения ароматических структур. Появление поглощения высокой интенсивности в области 1700-1740 см$^{-1}$ характерно для ХБ, в составе которых смолистые компоненты преобладают над УВ (рис.). Все эти особенности характерны для нативного ОВ речных донных осадков и могут рассматриваться как природный геохимический фон.

В спектре пробы 2нб установлено присутствие ароматических УВ по появлению в спектре полос поглощения 750, 810 и 1600 см$^{-1}$, что указывает на следы нефтезагрязнения (рис.). Такой состав проб донных осадков в районе с постоянным поступлением нефтяных УВ, как правило, характерен для таких объектов, как нефтебазы, склады ГСМ, нефтехранилища, портовые терминалы и свидетельствует о формировании устойчивого техногенного углеводородного геохимического фона.

В структурно-групповом составе ХБ пробы 5мп (морпорт) с максимальным уровнем загрязнения отмечается значительное преобладание углеводородных структур над кислородсодержащими

группами и связями, характер спектра типичен для нефтезагрязненных проб (рис.).

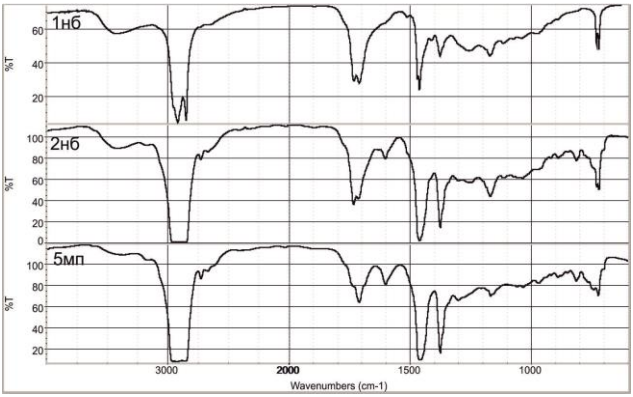


Рис. ИК-спектры ХБ проб донных осадков р. Колыма

Таким образом, полученные результаты показывают, что применение физико-химических методов анализа позволяет обнаруживать следы нефтяных УВ в донных осадках даже при низких содержаниях нефтяных УВ на уровне (и ниже) значений, характерных для природного геохимического фона. Обнаруженные следы нефтяных УВ в осадках свидетельствуют о формировании устойчивого техногенного геохимического фона вплоть до образования аномальных углеводородных техногенных полей.

Результаты исследования могут быть использованы при мониторинге и контроле состояния окружающей среды Арктических районов, а также при проведении исследований водотоков других территорий, особенно со значительной техногенной нагрузкой.

Литература:

1. Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В., Пересыпкин В.И., Чаркин А.Н. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. №2. С. 183-195.

2. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег-лед-взвесь-донные осадки). М.: Научный Мир, 2004. 328 с.

3. Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х. Вопросы экологического мониторинга и реабилитации нефтезагрязненных почв арктической зоны Якутии // Арктика и Север. - №5. - 2012. - С.97-108.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИГИРО-ЗЫРЯНСКОГО ПРОГИБА

Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, inzu@ipng.ysn.ru

Сравнительный анализ арктического шельфа России и сопредельной суши показал, чтостроение и состав среднепалеозойских-кайнозойских отложений на суше осадочно-породных бассейнов Восточной Якутии, могут быть взяты за основу при прогнозировании аналогичных разрезов в акваториальной части бассейнов восточного сектора Арктики (Ступакова, 2013).

В данной работе приводятся результаты геохимических исследований рассеянного органического вещества (РОВ) палеоген-неогенового, юрско-мелового и девонского комплексов отложений Индигиро-Зырянского прогиба (ИЗП). Длякаждого стратиграфического комплекса определены особенности состава битуминозной части РОВ пород, тип исходного органического вещества (ОВ) и проведена диагностика битумоидов.

Девонские отложения. На территории Восточной Якутии крупные выходы отложений нижнего девона прослеживаются в пределах Селеннях-ского поднятия в заполярной части Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области. Начало изучению битумопроявлений положено работами (Иванов и др., 1979; Чочиа, 1972) и др., было установлено присутствие в разрезе нижнего девона разнообразных битумов от окисленных нефтей и мальт до керитов и антраксолитов. Отмечалось, что большинство битумопроявлений связано с породами, обогащёнными сапропелевым ОВ (Иванов и др., 1979).

На Селенняхском поднятии отложения нижнего девона представлены преимущественно нормально морскими мелководными карбонатными и глинисто-карбонатными органогенными толщами (Альховик, 2001). Нам представляется, что наибольший интерес вызывает *неличенская свита* мощностью 219-296м. Вмещающие породы представлены ритмично чередующимися чёрными, серыми, тёмно-серыми, коричневыми, тёмно-коричневыми средне- и тонкоплитчатыми коралловыми известняками,

глинистыми известняками, в середине пачки – глинистыми битуминозными известняками (Альховик, 2001). Здесь в отличие от нижележащей сагырскойсвиты обнаружена группа образцов с повышенным и высоким содержанием Сорг – 1,71-9,95%, очень высоким выходом ХБ - 0,463% (в среднем 0,277%) и большим содержанием масел (41-49%). ИК-спектры ХБ характеризуются высокой ароматичностью и меньшим участием кислородсодежащих групп и связей ($К_{1700}/К_{1600}$ - 0,62-0,81 по сравнению с 1,13 в сагырской свите). На сингенетичный характер битумопроявлений указывают значения битумоидного коэффициента от 4,4 до 7,7% (для стадии катагенеза $МК_2$); возрастание значений до 10,0-18,4% может указывать на присутствие пара автохтонных битумоидов.

Интересной особенностью ХБ неличенской свитыв разрезе девонских отложений является присутствие высоких концентраций порфиринов с преобладанием ванадиловых комплексов (2837 мг/100г) над никелевыми (469 мг/100г) - соединений, относящихся к молекулам-биомаркерам. Они повсеместно встречаются в ХБ горючесланцевых формаций с исходным ОВ морских фаций. В породах концентрации V и Ni в 2-3 раза превышают кларк осадочных пород. Высокое содержание V и Ni установлено и в битуминозной части ОВ. Установлена положительная корреляционная связь V и Ni и содержания Сорг в породах (0,59 и 0,55, соответственно).

По составу индивидуальных насыщенных УВ масляные фракции ХБ как сингенетичных, так и параавтохтонных битумоидов однотипны. Для них характерно равномерное одномодальное распределение н-алканов с высоким содержанием относительно низкомолекулярных гомологов и максимумом распределения в области $нС_{15}$-$нС_{18}$. Особенностью полициклических УВ является присутствие трициклических алканов. Гопаны характеризуются повышенным содержанием трисноргопана, низкой долей моретанов, высоким содержанием гомологов гомогопана относительно гопана, повышенными значениями отношений гомогопанов C_{35}/C_{34} (Каширцев и др.,2012). По комплексу геохимических параметров битуминозные толщи неличенской свиты близки к типичным доманикоидным образованиям с высоким нефтегазогенерационным потенциалом. С позиций оценки перспектив нефтегазоносности можно предположить нахождение продуктивных толщ в погруженных участках Лаптевско-Янского, Новосибирского и ИЗП.

Верхнеюрские отложения. Осадконакопление бастахской свиты происходило в морских и лагунных бассейнах в восстановительной и слабо восстановительной обстановке диагенеза. Исходное ОВ обогащено сапропелевым материалом, что может указывать на высокий нефтематеринский потенциал пород. По нашим данным, при среднем и повышенном содержании Сорг в породах от 0,63 до 2,14%, в алевролитах отсутствуют ХБ, а в аргиллитах их содержание составляет всего 0,008-0,016%. Преобладание в породах спиртобензольных битумоидов над ХБ указывает на остаточный характер битумонасыщения. Обращает внимание существенно алифатический характер ХБ, что можно рассматривать как свидетельство генерации УВ нефтяного ряда. Верхнеюрские отложения претерпели сильные катагенетические преобразования вплоть до $МК_5$ и выше и их нефтематеринский потенциал уже исчерпан. Возможные УВ-скопления могли сохраниться в центральной и северо-восточной частях прогиба, где ниже катагенез ОВ и могут быть встречены нефтепроизводящие свиты и скопления нефти и газа (Чочиа, 1972).

Меловые отложения. Накопление ОВ континентальных меловых отложений происходило в слабовосстановительной и реже окислительной геохимической обстановке. Мощность меловых отложений 5 км. Глинистые и аргиллитовые разности пород представлены достаточно однотипным ОВ, его распределение по разрезу контролируется примесью углистого материала и литологическим составом пород. В аргиллитах и глинистых известняках содержание Сорг почти на порядок выше по сравнению с алевролитами и песчаниками. Внутри каждой свиты прослеживаются две группы образцов, одна из которых тяготеет к синбитумоидам, другая к – смешанным. В ХБ аргиллитов и глинистых известняков особенности группового состава, химической структуры ХБ и их фракций, состав и характер распределения реликтовых УВ определяются генетической принадлежностью к существенно гумусовому ОВ. В химической структуре масляныхфракций и ХБ алевролитов и песчаников в отличие от аргиллитов существенно нижедоля ароматических циклов. Такие показатели как высокое содержание масел (до 55-71%) и пониженное – смол (19-23%) и асфальтенов (8-18%) могут указывать на эпигенетичность ХБ. В то жевремя низкие коэффициенты битуминозности от 1,2 до 5,8% скорее всего свидетельствуют о параавтохтонном характере. Преобладание метаново-

нафтеновых УВ (до 71%), низкоесодержание углерода в ароматических циклах масляных фракций 12,9-17,5% скорее всего можно объяснить смешанным характером исходного ОВ, в котором наряду с гумусовым, могло быть значительнымприсутствие водорослевого материала. В то же время в какой-то мере на состав битумоидов могли повлиять и наложение УВ, мигрировавших из нижележащей бастахской свиты, исходное ОВ которой существенно обогащено сапропелевым материалом (Чочиа, 1972; Иванов и др., 1979).

Геохимические исследования палеоген-неогенового комплекса отложений ИЗП показали, что смешанное РОВ мятисской серии наряду с высшей наземной растительностью содержит в большом количестве водорослево-бактериальный материал. Это свидетельствует о том, что в благоприятных термодинамических условиях РОВ мятисской серии могло генерировать жидкие УВ, а в более жестких – преимущественно газообразные. С геологических позиций песчаниковые пачки эльгандинской свиты рассматриваются как потенциальные резервуары нефти и газа, с геохимических - глинистые пачки этой свиты обладают благоприятными нефтегазоматеринскими свойствами. В отложениях эльгандинской свиты в более погруженных частях ИЗП могут быть встречены высокопарафинистые нефти с низким содержанием аренов.

Работа выполнена в рамкахПрограммы СО РАН по ПроектуIX.131.1

Литература:

1. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (северо-восток). Якутск: ЯФ СО РАН. 2001. – 181 с.

2. Иванов В.В., Клубов Б.А. Нафтиды и нафтоиды северо-востока СССР. - М.: Наука, 1979. – 148 с.

3. Каширцев В.А., Гайдук В.В., Чалая О.Н., Зуева И.Н. 2012. Геохимия биомаркеров и катагенез органического вещества меловых и кайнозойских отложений Индигиро-Зырянского прогиба (северо-востока Якутии). // Геология и геофизика. -.53-№8.- С.1027-1039

4. Ступакова А. В., Бордунов С.И., Сауткин Р.С. и др. 2013 Нефтегазоносные бассейны российской Арктики // Геология нефти и газа. №3. С76-87

5. Чочиа Н.Г., Баранова З.Е., Вольнов Д.А. и др. Перспективы нефтегазоносности Зырянского прогиба // Тектоника и нефтегазоносность востока СССР: труды ВНИГРИ. –Л, 1972. -Вып. №309. - С. 133-150.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ НИЖНЕГО ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДА ЯКУТИИ

Изъюров А.Д.
Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, г. Москва,
alexizyurov@gmail.com

Отложения раннего венда Непско-Ботуобинскойантеклизы (НБА) отличает широкое разнообразие литотипов. Для них характерен богатый комплекс минералов, включающий типичные для осадочных терригенных пород, а также минералы, формирующиеся в результате многостадийной эволюции разнообразных процессов минералообразования. Эволюция минералообразования выражена в смене парагенезов минералов, сформировавшихся на стадиях регионального фонового литогенеза погружения – диагенеза, раннего и позднего катагенеза, а также вследствие сложного сочетания локальных наложенных типов литогенеза.

Наиболее поздние структурные преобразования пород проявились на стадии локального наложенного катакластического литогенеза. Они заключаются в формировании зон трещиноватости и сдвиговых деформаций, а также формировании вертикальных стилолитовых швов. В отдельных разрезах в трещинных зонах ярко проявлены минеральные парагенезы, связанные с локальным наложенным гидротермально-метасоматическим литогенезом. Эти минеральные парагенезы включают флогопит, барит, сфалерит, пирит с примесью соединений мышьяка, халькопирит, родохрозит, санидин, анальцим, целестин, кубоаргирит, кальцит, доломит, магнезит, ангидрит.

Механизм гидротермальных метасоматических реакций зависит от физико-химических условий процесса и соотношения скоростей реакций растворения и осаждения [3]. Главнейшим фактором, определяющим течение постмагматического процесса и смену одних минеральных парагенезисов другими, является режим кислотности-щелочности растворов [2]. Суть этой концепции сводится к следующему: из очага кристаллизирующейся и остывающей магмы непрерывно поднимается поток восходящих растворов, воздействующий на вмещающие породы. Кислотность растворов сначала повышается, достигает максимума и затем снова понижается. Выяв-

ленные в гравийно-песчаных породах раннего венда микроклинизация, альбитизация, магнезиальный метасоматоз могут быть отнесены к ранней постмагматической (щелочной) стадии гидротермально-метасоматических процессов. Вслед за карбонатизацией в породах отмечается окварцевание микротрещин, которое могло произойти на стадии выщелачивания (кислотная стадия), когда из пород массово выносятся основания. Эта стадия наступает лишь в средне- и низкотемпературных условиях. После достижения максимальной кислотности происходит инверсия постмагматического процесса. Наступает стадия осаждения (поздняя щелочная стадия), которая характеризуется осаждением оснований. Кислотные компоненты перемещаются быстрее оснований и уходят вперед по потоку растворов. При этом кислотность растворов понижается, растворы пересыщаются основаниями, которые начинают осаждаться в порядке возрастающейосновности. Осаждаются как привнесенные магматогенные компоненты, так и компоненты, выщелоченные в кислотную стадию из вмещающих пород. Так, могли образовываться целестин и барит, а также оксиды титана (лейкоксен, рутил), которые замещают Fe-Mg минералы в зонах кислотного выщелачивания [1]. Процессы выщелачивания и осаждения компонентов являются сопряженными, при этом в верхней части потока происходит преимущественно осаждение, а в нижней – сопряженное с ним выщелачивание. Этим, видимо, объясняется, что процессы выщелачивания КПШ отмечаются только в базальных отложениях раннего венда. При повышении щелочности и среднетемпературных условиях могли формироваться сфалерит с включениями халькопирита в виде наростов на стенках трещин. Заключительная стадия (стадия остаточных нейтральных растворов) отличается воздействием на породу остаточных растворов, имеющих нейтральный характер. На этой стадии могли образоваться низкотемпературные безрудные или обедненные кварцево-кальцитовые и кальцитовые жилки, ломонтит, родохрозит и ангидрит.

Локальные наложенные процессы, проявляющиеся в терригенных нижневендских отложениях НБА, могли сопровождать эпоху траппового магматизмапермо-триасового возраста. Следует отметить, что, несмотря на локальность проявления, гидротермальные процессы имеют регионально выдержанные характеристики.

Высокая степень преобразованности пород терригенного комплекса раннего венда определяет специфику их структуры, состава и физических свойств, которые необходимо учитывать в процессе геологоразведочных

работ, направленных на поиски месторождений различных полезных ископаемых.

Литература:

1. Главные гидротермальные минералы и их значение / под ред. В.И. Белоусова. – США: Отдел геотермальной и рудной Служб Кингстон Моррис Лимитед, 2009. — 40 с.

2. Коржинский Д.С. Инфильтрационный метасоматоз при наличии температурного градиента и приконтактовое метасоматическое выщелачивание Т.82 / Д.С. Коржинский // Записки ВМО. – 1953. – № 3. – С. 161–172.

3. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности / Д.С. Коржинский. – М.: Наука, 1969. – 109 с.

ПРИРОДА РАДИОАКТИВНЫХ АНОМАЛИЙ В ТЕРРИГЕННЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ВЕНДА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Изъюрова Е.С., Постников А.В., Постникова О.В.

Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, г. Москва

ekonovalceva@yandex.ru

На территории Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) в терригенных отложениях нижнего венда сосредоточен ряд крупных залежей углеводородов, которые осваиваются с 70-х годов прошлого столетия. Несмотря на значительный объём проведенных исследований, остается целый ряд проблем, связанных с литологической интерпретацией данных ГИС продуктивных пластов нижнего венда, отличающихся высокой степенью геологической неоднородности, которая обусловлена частым чередованием в разрезе гравийно-песчаных, алевро-песчаных и алевро-глинистых литотипов с разнообразным минералогическим составом пород.

Отложения нижнего венда НБА отличает широкое разнообразие литотипов, включающих конгломераты, гравелиты мелкообломочные песчаные, песчаники разной степени зернистости и алевро-аргиллиты [1]. Для них характерен богатый комплекс минералов, который сформировался в результате многостадийной эволюции разнообразных процессов минералообразования. Характерной чертой разреза нижневендских терригенных отложений является частое чередование литотипов, при этом толщина от-

дельных прослоев может не превышать нескольких сантиметров. Такая особенность во многом осложняет литологическую интерпретацию данных ГИС и расчленение разреза. Для выполнения литологической интерпретации данных ГИС в разрезе нижневендских отложений были выделены породные ассоциации (ПА), представляющие собой парагенетический комплекс литотипов, толщина которых отвечала бы вертикальной разрешающей способности ГИС, то есть около 40 см.В ПА объединялись литотипы, образовавшиеся в сходных гидродинамических условиях, определявших размер обломков, степень их отсортированности и окатанности, а также текстурные характеристики.

В разрезах скважин, охарактеризованных керном, были выделены следующие породные ассоциации: алевро-глинистая; гравийная; гравийно-конгломератовая; гравийно-песчаная; гравийно-песчано-глинистая; карбонатно-песчано-алевро-глинистая; конгломератовая; конгломерато-песчано-гравийно-алевритовая; песчаная; песчано-алевритовая; песчано-алевро-глинистая; песчано-брекчиевидная. В целом для литотипов, составляющих ПА, характерен полимиктовый состав. В отдельных прослоях наблюдается повышенное значение различных групп минералов.

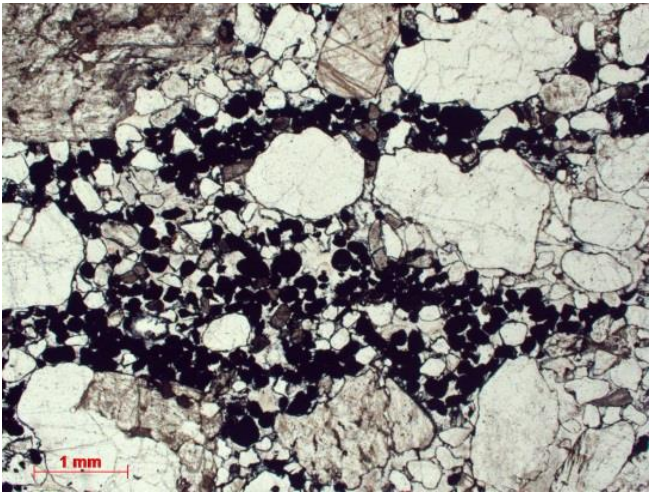


Рис. 1. Песчаник разнозернистый гравелитистый с россыпями монацита (черные зерна).

Так, например, содержание калиевых полевых шпатов может достигать 20% объема породы. В гравийно-песчано-глинистых ПА отмечаются про-

слои, обогащенные монацитом, содержание которого может достигать 25% объема породы (рис. 1), что сказывается на аномально высоких значениях естественной радиоактивности пород.

Это во многом повлияло на невозможность использования кривой интегрального гамма-метода для оценки глинистости пород, расчленения и корреляции разрезов скважин. В комплексе ГИС отсутствует другой метод определения глинистости пород - метод СП, поскольку бурение скважин осуществляется на соленых растворах. Спектральный гамма-метод записан в единичных скважинах. Для нижневендских терригенных отложений было установлено, что содержание минерала монацита в породах прямо пропорционально доле гравийной фракции. Повышенное содержание монацита определяет аномальные значения гамма активности пород. В РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина А.В. Городновым совместно со специалистами кафедры литологии была разработана методика литологической интерпретации стандартного комплекса ГИС, основанная на расчете непрерывных кривых глинистости и гравелитистости, с помощью которых в разрезе нижневендских отложений выделяются ПА на примере талахского горизонта (рис. 2) [2].

В талахском горизонте отмечаются повышенные аномалии содержания ториевой компоненты, связанные с присутствием торий содержащего минерала монацита. В третьей колонке планшета сравниваются кривые глинистости, одна из которых получена по стандартной методике по методу ГК (Кгл_гк), а вторая кривая рассчитана по комплексу нейтронного и акустического методов (Кгл_W+АК). Отмечается заметное превышение глинистости по ГК. Разница значений на кривых глинистости, умноженная на поправочный коэффициент, позволяет рассчитать количество гравийной составляющей породы, результаты определения которой выведены в четвертую колонку планшета (Кгравелит). В последних колонках планшета приведены результаты литологического расчленения разреза с выделением ПА по литологическим данным после изучения керна и по данным стандартного комплекса ГИС по новой методике. Результаты выделения ПА по методам ГИС и данным керна хорошо согласуются между собой.

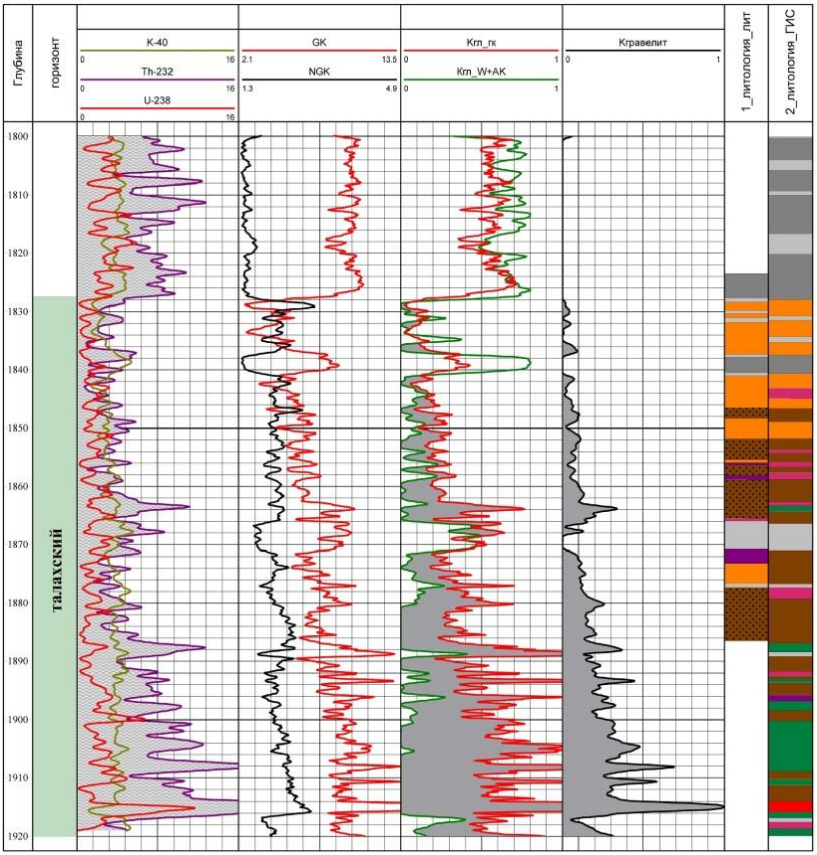


Рис. 2. Планшет литологической интерпретации данных ГИС. В колонках с керном серые цвета – алевро-глинистая ПА, рыжие цвета – песчаная ПА, коричневые цвета – гравийная ПА, фиолетовый – гравийно-песчано-глинистая ПА, розовый – песчано-алевритовая ПА, зеленый - конгломерато-песчано-гравийно-алевритовая, красный – конгломератовая ПА.

Таким образом, разработана методика литологической интерпретации стандартного комплекса ГИС, основанная на расчете непрерывных кривых глинистости и гравелитистости, с помощью которых в разрезе нижневендских отложений выделяются ПА. Проведенный анализ позволил интерпретировать данные ГИС по продуктивным отложениям нижнего венда с высоким содержанием монацита, что повысило надежность расчленения раз-

резов скважин без керна и проведениелитофациальных реконструкций на территории НБА.

Литература:

1. Акулова А.Г., Гурова Т.И., Мельников Н.В., Килина Л.И. Резервуары нефти и газа Сибирской платформы и методика прогноза их качества//В кн.: Коллектора нефти и газа и флюидоупоры. Новосибирск. 1983. С.59-62.

2. Городнов А.В., Черноглазов В.Н., Постникова О.В., Изъюрова Е.С., Коломыцев А.В. Разномасштабные литолого-геофизические исследования нижневендских терригенных отложений Непско-Ботуобинскойантеклизы / А.В. Городнов, В.Н. Черноглазов, О.В. Постникова, Е.С. Изъюрова, А.В. Коломыцев // НТВ «Каротажник». – 2017. – вып. 8 (278). – С. 92-100.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРЯМЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЯКУТИИ

Калинин А.И.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

На северо-востоке Якутии обширные территории, представляющие несомненный интерес в нефтегазоносном отношении, приурочены в основном к крупным межгорным и приморским депрессионным структурам (впадинам, прогибам). Степень их геолого-геофизической изученности характеризуется как крайне слабая и весьма неравномерная (Индигиро-Зырянский прогиб – электоразведка МТЗ, сейсморазведка МОГТ-2Д, структурно-параметрическое бурение – 4 скважины; Тастахский прогиб – электроразведка и сейсморазведка; Приморская впадина – электроразведка).

На этом фоне несомненный интерес представляют результаты приповерхностного геохимического опробования пород, вод, газов, выполненного в Восточной Якутии в 70-80-х годах XX столетия по программе прямых поисков нефти и газа.

Колосковым К.Н., сотрудником НИИГА (1973), в течение 3-х полевых сезонов обследована долина р. Индигирка от р. Закрытой до устья р. Уяндина, нижние течения рек Селениях, Дружины, Уяндины, Бадярихи, Кыллаха, Бурунаса. Всего - 180 водотоков. Отобрано 78 проб воды, 14 - газа. Исследована минерализация источников вод и температура. Район выявленных выделений горючих газов на северо-востоке ограничивается

широтой пос. Майор-Крест на юго-западе-полосой сочленения предгорий с низменностью. Основные результаты выполненных исследований позволяют в целом положительно оценить перспективы нефтегазононости северо-западной части Зырянского прогиба.

Ивановым К. Н. в 1979г. [1], Клубовым Б.А. в 1983г. [2], Воронковым Ю.С. в 1987г. в рамках обобщающих геохимических исследований по северу, северо-востоку и Дальному Востоку СССР выявлены и изучены нафтиды, нафтоиды и природные битумы.

Кисляковым В.Н. в 1976 г. проведена комплексная оценка перспектив нефтегазоносностиПриморской площади с целью выбора объектов на размещение геофизических работ. Показано, что основные нефтегазоматеринские толщи в Тастахском прогибе приурочены к разрезу верхней юры и нижнего мела, верхнего мела-палеогена и нижнего неогена. На Хромском массиве перспективными могут оказаться палеозойские карбонатные породы. По газогидрогеохимическим данным отмечаются косвенные признаки нефтегазоносности: присутствие в поверхностных водах углеводородов, в том числе пропана, редко этана, в ряде мест, установлены высокие содержания метана, нафтеновых кислот.

В 1987-89 гг. трестом «Якутскгеофизика» ПГО «Ленанефтегазгеология» проводилисьрегиональные геохимические исследования по программе прямых поисков нефти и газа по рекам Селеннях, Мятись, Чукча, Бадяриха, Индигирка и др. (Жерновский и др., 1991, 1992, 1993). По результатам этих исследований выделен ряд геохимических аномалий, проведено районирование территории по геохимическим данным, намечены возможно нефтегазоносные площади. Установлено наличие дифференцированного геохимического поля. Подтверждена возможностьформирования небольших газовых и газоконденсатных залежей в верхнеюрско-меловых и палеоген-неогеновых отложениях [3].

Литература:

1. Иванов В.В., Клубов Б.А. Нафтиды и нафтоиды северо-востока СССР. М.: Наука. 1979.

2. Клубов Б.А. Природные битумы Севера. М.: Наука. 1983.

3. Ситников В.С., Протопопов Ю.Х., Бондаренко Т.А. и др. Строение и перспективы нефтегазоносностиТастахского прогиба (Восточная Якутия) // Проблемы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа в Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 93–101.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ЯКУТСКОГО СВОДА

Калинин А.И.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Якутское поднятие, и в частности, его северные склоны являются во многом недооцененными в настоящее время. Многие вопросы, касающиеся структурно-литологических условий образования и накопления углеводородов, оставались неопределенными. По этой причине эти регионы относятся к категории мало- либо с неясными перспективами, что ограничивало развитие исследовательских и геолого-поисковых работ на углеводороды.

В соответствии с традиционными представлениями нефтяной геологии в качестве основных показателей (факторов) региональной нефтегазоносности слабо- изученных территорий являются прямые показатели нефтегазоносности (нефтегазо- и битумопроявления), наличие достаточно мощных толщ терригенно-карбонатных отложений осадочного генезиса, наличие в их составе нефтегазоматеринских толщ – потенциальных источников углеводородов, наличие пород – коллекторов и флюидоупоров, а также зон и ловушек для улавливания углеводородов.

Углеводородный потенциал региона, при прочих равных условиях, зависит преимущественно от объема перспективных отложений. Поскольку толщины их здесь относительно небольшие, соответственно, небольшим является и углеводородный потенциал. Поэтому на большей части центральных районов Алданскойантеклизы можно прогнозировать лишь небольшие залежи нефти и газа. С увеличением толщин осадочных отложений в северных направлениях, соответственно, увеличиваются и их перспективы (рис. 1).

Прогнозируемые скопления нефти и газа приурочены, в основном, к неантиклинальным ловушкам, сформированным в условиях регионального выклинивания многих горизонтов в результате совместного проявления тектонического и литологического факторов [1].

Сейсморазведочные работы, проведенные в середине девяностых годов прошлого века в небольшом объеме на северном склоне Якутского поднятия, подтверждают наличие таких выклиниваний (рис. 2).

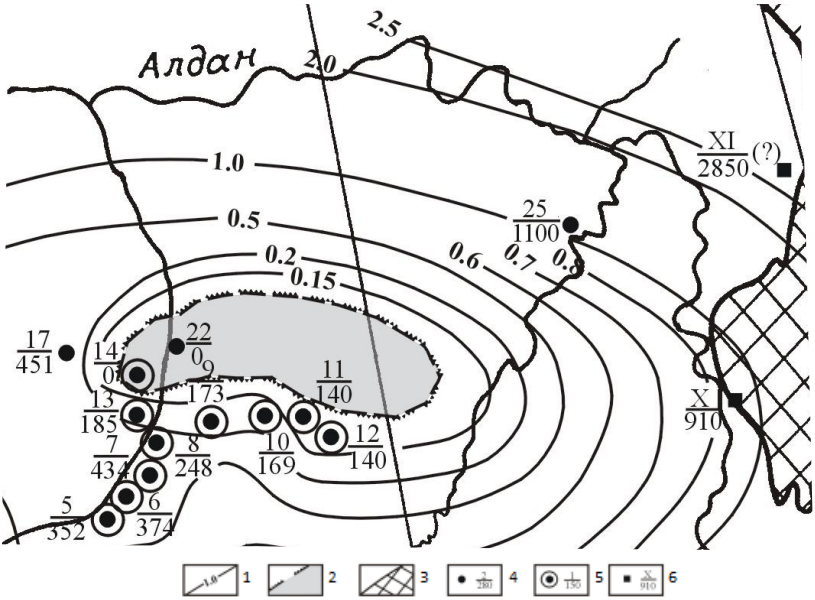


Рис. 1. Схема толщин (мощностей) кембрийских отложений.

Условные обозначения: 1 – изопахиты (км) толщин кембрийских отложений, 2 – граница распространения кембрийских отложений, 3 – складчатые обрамления, 4 – скважины опорные и нефтегеологического назначения: в знаменателе – толщины (м) кембрийских отложений, в числителе номера на карте (17-Кенкеминская скв.№1 и скв.№3, 22-Тектюрская скв.№1, Хочонская скв.№1), 5 – гидрогеологические скважины: в знаменателе – толщина (м) кембрийских отложений, в числителе – номера скважин на карте (5-Бордонская скв. № 2400, 6-Усть-Молбинская скв.№1, 7-Кэдэргинская скв.№2, 8-Усть-Бюрюкская скв.№ 2, 9-Олекминская скв.№ Р-1, 10-Наманинская скв.№2-Р, 11-Руская-Речка скв.№Р-1, 12-Кумахская скв.№1, 13-Северо-Наманинская скв.№1, 14-Верхнесинская скв.№1), 6 – обнажения: в знаменателе – толщины (м) кембрийских отложений, в числителе – номера обнажений на карте (X – Сводный разрез Алданской впадины (И.Г.Шаповалова, И.Г.Волкодав), XI - р.Тыры, правый приток р.Алдан).

В процессе бурения и в кернах гидрогеологических и картировочных скважин на северном склоне Алданскойантеклизы отмечались многочисленные нефтебитумопроявления. В ряде случаев нефтенасыщенность кернов была значительной (вплоть до истечения нефти) на участках разреза толщиной, достигающей нескольких десятков метров (Амгинские, Рассо-

лодинская, Табагинская и др. скважины). При испытании некоторых гидрогеологических скважин отмечались разгазирования, а в отдельных случаях - газоводяные выбросы (скважины в Усть-Алданском улусе).

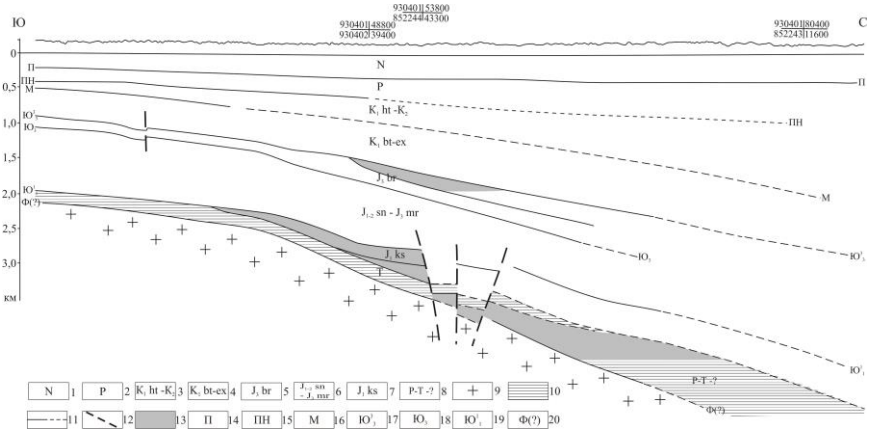


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю I-I (по данным ОАО Якутскгеофизика»

Условные обозначения: 1 – неогеновые отложения, 2 – палеогеновые отложения, 3 – меловые отложения, хатырыкская свита, 4 – меловые отложения, эксенняхская свита, 5 – верхнеюрские отложения, бергеинская свита, 6 – верхне-нижнеюрские отложения, сунтарская свита, 7 – нижнеюрские отложения, кысылсырская свита, 8 – триасовые отложения, 9 – возможное расположение фундамента, 10 – пермо-триасовые отложения, 11 – сейсмические отражающие горизонты, 12 – тектонические нарушения, 13 – возможные зоны нефтегазонакопления, 14 – подошва неогеновых отложений, 15 – подошва палеоген-неогеновых отложений, 16 – граница отложений эксенняхской и хатырыкской свит нижнего мела, 17 – кровля юрских отложений, 18 – подошва бергеинской свиты верхнеюрских отложений, 19 – подошва сунтарской свиты нижнеюрских отложений, 20 – фундамент.

Все это в целом позволяет сделать допуск об относительной перспективности северного склона Якутского поднятия, и о необходимости геологоразведочных работ в этом районе.

Литература:

1. Ситников В.С., Жерновский В.П. О вероятном наличии потенциальных зон нефтегазонакопления на востоке Алданскойантеклизы // Геология и минеральные ресурсы Сибири. – Новосибирск. -2011. -№4.-с.11-18.

ДИНАМИКА ТРАНСФОРМАЦИИ НЕФТЕЗАГРЯЗНЕНИЯ В ПОЧВАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С., Чалая О.Н., Зуева И.Н.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, shlif@ipng.ysn.ru

Интенсивное развитие нефтегазовой отрасли в Республике Саха (Якутия), предполагаемое увеличение добычи углеводородного сырья за счет освоения новых месторождений, включая Арктический регион, свидетельствуют о необходимости проведения экологических изысканий на загрязнение окружающей среды нефтью и нефтепродуктами (НП) в условиях криолитозоны. При разливах, утечках нефти и НП в первую очередь страдают почвы и донные осадки, т.к., являясь хорошими геохимическими барьерами, они легко сорбируют нефть. В условиях северных экосистем самовосстановление почв протекает крайне медленно, в результате чего загрязненные нефтью почвы и донные осадки на долгое время сами становятся очагами загрязнения дождевых, талых и речных вод [2, 3].

Нами была исследована динамика трансформации нефтезагрязнения почв криолитозоны в природных условиях. Изучались образцы почв, отобранные на территории бывшего нефтепровода «Талакан-Витим» в местах разлива нефти после крупномасштабной аварии 2006 г. Для этого на территории были выделены участки, с которых на протяжении всех лет после аварии отбирались образцы почв. Отобранные почвенные образцы подвергали холодной хлороформенной экстракции, выделенные экстракты изучали методами ИК-Фурье спектроскопии и жидкостно-адсорбционной хроматографии. Использование указанного комплекса аналитических исследований позволяет идентифицировать нефтезагрязнение, оценить его уровень и изучать процессы трансформации [1].

Результаты исследований по определению уровня нефтезагрязнения почв в приповерхностных слоях почвы (0 – 10 см) на выделенных участках в различные годы наблюдений представлены на рис. 1. Видно, что сразу после аварии (2007 г.) нефтезагрязнение носило неравномерный характер, что, по-видимому, связано с мелкобугристым рельефом местности. Однако сильные колебания в уровне нефтезагрязнения как в большую, так и меньшую стороны на каждом из участков были отмечены и в последующие годы наблюдений. В отсутствии новых разливов это может свидетельствовать о способности нефтезагрязнения к миграции. Талыми, паводко-

выми и дождевыми водами более подвижные и растворимые компоненты нефти могут переноситься на другие площади, расширяя ареал загрязнения и изменяя картину нефтезагрязнения на определенных выделенных участках.

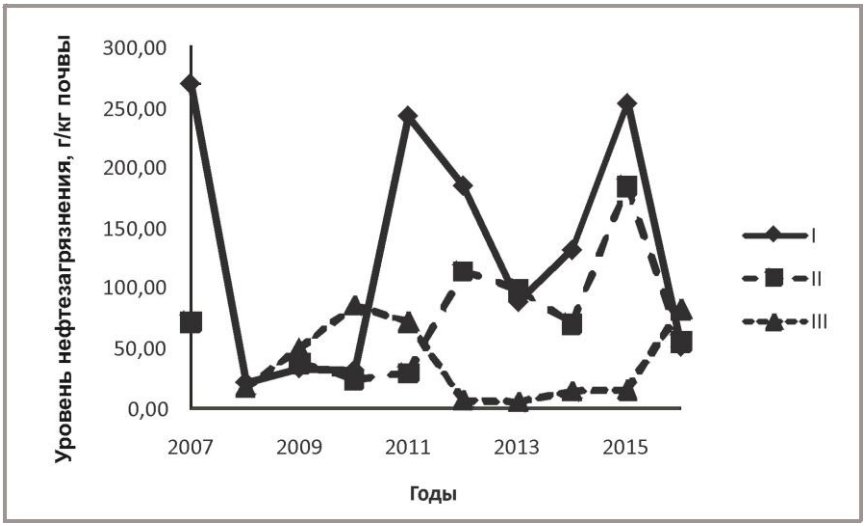


Рис. 1. Динамика изменения уровня нефтезагрязнения почв выделенных участков.

Изучение хлороформенных экстрактов методами ИК-Фурье спектроскопии и жидкостно-адсорбционной хроматографии показало, что нефтезагрязнение постепенно подвергается процессам трансформации или окислительной деструкции. Процессы окисления протекают как под влиянием физико-химических факторов окружающей среды (солнечная радиация, кислород воздуха), так и вследствие жизнедеятельности собственной почвенной микрофлоры. Так в ИК-спектрах (рис. 2) экстрактов со временем увеличивается интенсивность полос поглощения кислородсодержащих групп 1700-1740см$^{-1}$ и 3200-3400см$^{-1}$, характерных для карбонильных и гидроксильных групп, и уменьшается суммарная интенсивность метильных и метиленовых групп 1460см$^{-1}$. О протекании процессов окислительной деструкции свидетельствуют также изменения в групповом компонентном составе хлороформенных экстрактов. В их составе со временем уменьшается доля углеводородных соединений и увеличивается асфальтово-смолистых компонентов. Однако выход, состав экстрактов и характер их ИК-спектров и через 10 лет после аварии свидетельствуют о присут-

ствии высокого уровня нефтезагрязнения. Согласно характеру ИК-спектров (рис. 2, 2016г.) в экстрактах еще велико содержание ароматических (полосы поглощения: 1600см$^{-1}$, в области 750, 810, 880см$^{-1}$) и алифатических (1460, 1380см$^{-1}$) структур, присущих углеводородам нефти.

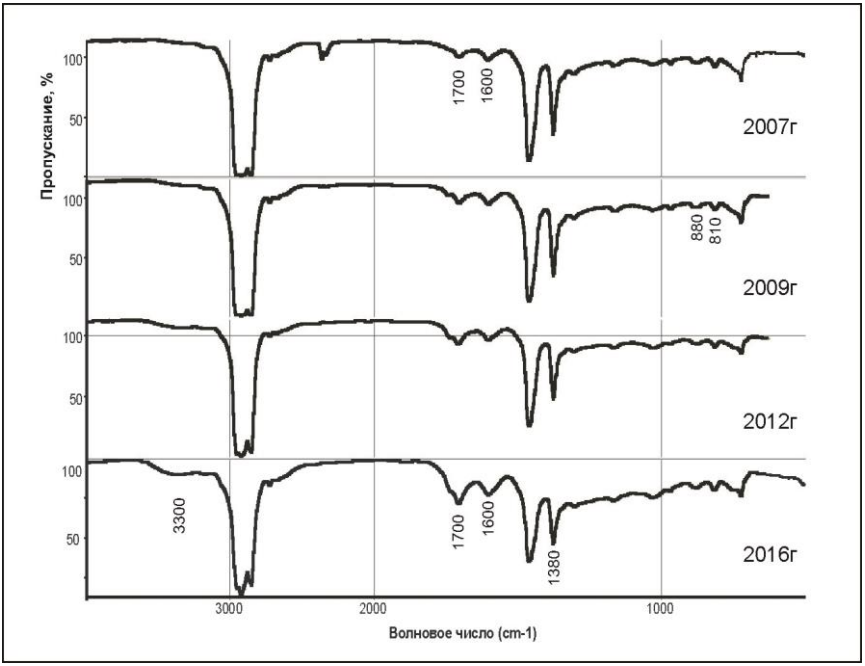


Рис. 2. ИК-спектры одного из выделенных участков по годам наблюдений.

Таким образом, изучение проб почв, отобранных в течение 10-ти лет после аварии на нефтезагрязненной территории, показало, что:

- уровень нефтезагрязнения сильно колеблется на каждом из участков то в большую, то в меньшую сторону по годам наблюдений. В отсутствии новых разливов это может свидетельствовать о способности нефтезагрязнения к миграции с талыми, паводковыми и дождевыми водами.

- за прошедшие 10 лет после аварии нефтезагрязнение подверглось процессам окислительной деструкции. Однако выход, состав и характер хлороформенных экстрактов свидетельствуют о все еще высоком уровне нефтезагрязнения почв, что отражает длительность процессов самовосстановления почв северных экосистем.

Литература:

1. Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х. Нефтезагрязнение почвогрунтов и донных отложений на территории Якутии (состав, распространение, трансформация). - Якутск: Ахсаан, 2010. - 160с.

2. Оборин А.А., Хмурчик В.Т, Иларионов С.А., Маркарова М.Ю., Назаров А.В., Нефтезагрязненные биоценозы (Процессы образования, научные основы восстановления, медико-экологические проблемы). - Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-т, 2008. -511 с.

3. Bioremediation of Petroleum Hydrocarbons in Cold Regions / Edited by Dennis M. Filler, Ian Snape and David L. Barnes. - Cambridge University Press, 2008. – 273 p.

О ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПРОНИЦАЕМОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Лифшиц С.Х.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, shlif@ipng.ysn.ru

Ранее нами была рассмотрена модель нефтеобразования, согласно которой осадочный бассейн с рассеянным органическим веществом представляется как огромный механохимический реактор, который запускается на производство нефти глубинным флюидом, находящимся в сверхкритическом состоянии [1]. Сверхкритические флюиды обладают уникальной растворяющей и проникающей способностями. Вследствие этого глубинный флюид способен растворять битуминозные вещества и транспортировать их в залежь. Первичная миграция углеводородов осуществляется из плотных нефтематеринских пород. При прохождении через микротрещины и микропоры нефтематеринских пород битуминозные вещества испытывают сильные механохимические напряжения, вследствие которых, вероятно, подвергаются процессам механохимической деструкции [2]. В результате могут образоваться углеводороды с меньшей молекулярной массой, обрывки молекул могут объединяться друг с другом, увеличивая количество изомеров. Т.е. в ходе миграции углеводородов в залежь могут протекать процессы их преобразования. Образовавшийся при этом состав углеводородов будет далек от состояния термодинамического равновесия, т.к. контролируется кинетическими факторами. На практике вне зависимости от месторождения отмечается неравновесный характер состава нефти. Можно предположить, что глубинный флюид способен выполнять еще

одну функцию – преобразовывать осадочные породы, изменяя, например, их проницаемость и пористость.

Для проверки этого предположения зерна пород размером 1 ÷ 2мм подвергли обработке сверхкритическим CO_2, которая длилась двое суток. О проницаемости пород судили по способности растворителя, например, хлороформа, извлекать из пород битуминозные вещества. Вследствие этого обработанную сверхкритическим CO_2 породу подвергали хлороформенной экстракции. Также для сравнения выхода битумоидов проводили хлороформенную экстракцию зерен пород и измельченной до пыли породы без сверхкритической обработки. Выход битумоида измельченной породы позволяет получить информацию о максимальном содержании в ней битуминозных веществ. Для эксперимента были отобраны образцы пород из коллекций: К.И. Микуленко (известняк, Алданская антеклиза, ручей Красный) и А.И. Калинина (аргиллит, правый берег реки Лена, район острова Тит-Ары) [4]. Обработка зерен пород сверхкритическим CO_2 привела к увеличению выходов хлороформенных битумоидов. Для карбонатной породы выход экстракта приблизительно увеличился в 6 раз, а для аргиллитовой в 2,5 раза. На рисунке показано, как изменился выход отдельных фракций хлороформенных битумоидов вследствие обработки пород сверхкритическим флюидом.

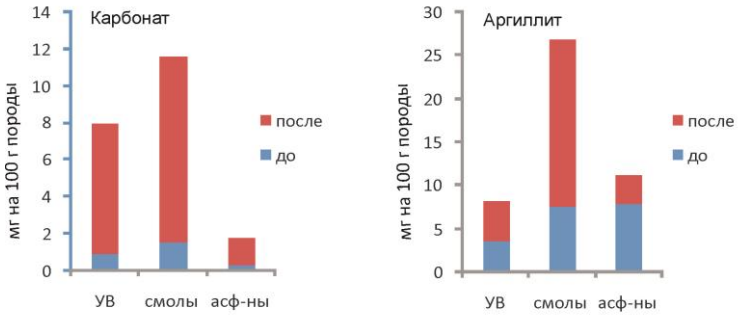


Рис. Выход отдельных фракций хлороформенных экстрактов до и после обработки пород в сверхкритическом диоксиде углерода.
Условные обозначения: УВ – углеводороды, асф-ны - асфальтены

Ранее нами было показано [3], что сверхкритический CO_2 преимущественно растворяет углеводородные фракции битумоидов. Как видно из рисунка обработка пород этим флюидом не только не уменьшила, но даже и увеличила выход углеводородных фракций, особенно в случае карбонат-

ной породы. Т.е. обработка зерен пород сверхкритическим CO_2, по-видимому, облегчает доступ растворителя к битуминозным веществам. Вероятно, это может быть связано с увеличением проницаемости пород.

Известны явления карста карбонатных пород, сопровождающиеся растворением карбонатов до бикарбонатов при соприкосновении породы с водой, содержащей растворенную углекислоту, например, из воздуха. По-видимому, подобные явления могут происходить и на глубине, когда породы соприкасаются с глубинными флюидами, т.к. диоксид углерода и вода являются одними из наиболее распространенных их компонентов. В условиях главной фазы нефтеобразования CO_2 находится в сверхкритическом состоянии и, вследствие этого, обладает повышенной химической активностью. Вода практически всегда присутствует в породах и легко растворяется в сверхкритических средах. Т.е. на глубине, по-видимому, также могут реализоваться условия для проявления карста, только уже глубинного, что будет способствовать увеличению проницаемости и пористости пород. В аргиллитах всегда есть некая примесь карбонатов. Их растворение, вероятно, может локально увеличивать проницаемость пород. Зерна песчаников обычно сцементированы карбонатной породой. Растворение этих перемычек тоже будет приводить к увеличению проницаемости пород. Таким образом, у глубинного флюида, по-видимому, может быть еще одна функция – преобразование минеральной составляющей осадочных пород с увеличением их проницаемости, возможно, и пористости.

Таким образом, миграция углеводородов в потоке сверхкритического флюида не является чисто механическим процессом передвижения углеводородных масс в залежь. В ходе транспорта как с самим органическим веществом, так и с минеральной составляющей осадочных пород могут происходить преобразования. Для минеральной составляющей – это проявления глубинного карста, ведущие к увеличению проницаемости пород. В результате подобных преобразований значительно облегчается первичная миграция углеводородов, а также формируются коллекторские свойств пород.

Обычно газонефтяные залежи залегают на достаточно больших глубинах. Под давлением породы приобретают пластичность и довольно быстро уплотняются. Вследствие этого маловероятно существование готовых коллекторов, тем более в течение длительного времени. Однако согласно осадочно-миграционной концепции процесс генезиса газонефтяной залежи длится миллионы лет. Каким образом в таком случае сохраняются коллек-

торские свойства пород? Логично предположить, что улучшение коллекторских свойств пород и заполнение залежи идут одновременно благодаря внедрению глубинного флюида, находящегося в сверхкритическом состоянии. Так, например, проницаемость заполненных углеводородами пород всегда выше одновозрастных, насыщенных водою [5].

Таким образом, на примере сверхкритического диоксида углерода показано, что флюид способен преобразовывать минеральную составляющую пород, увеличивая ее проницаемость, а, возможно и пористость. Все это свидетельствует в пользу предлагаемой модели формирования газонефтяной залежи в потоке глубинного флюида, находящегося в сверхкритическом состоянии, т.е. в системе, открытой по потоку энергии и вещества [1-2].

Литература:

1. Лифшиц С.Х. Механизм образования нефти в сверхкритическом потоке глубинных флюидов // Вестник РАН. 2009. Т.79. № 3. С. 261-265.

2. Лифшиц С.Х., Чалая О.Н. Возможный механизм образования нефти в потоке сверхкритического флюида на примере диоксида углерода // Сверхкритические флюиды: Теория и практика. 2010. Т. 5. № 2. С. 45-55.

3. Лифшиц С.Х., Чалая О.Н., Зуева И. Н. Экстракция углеводородов из углеродсодержащего сырья сверхкритическим диоксидом углерода // Сверхкритические флюиды. Теория и практика. 2012. Т.7. №3. С. 12-19.

4. Лифшиц С.Х. Экспериментальное моделирование процессов миграции углеводородов в плотных осадочных породах // Сб. научных трудов Международной научно-практической конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа» 28-29 мая 2015, М.: изд-во МГУ. 2015. С. 155-157.

5. Чепиков К.Р., Ермолова Е.И., Орлова Н.А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы // ДАН СССР. 1959. Т. 125. №5. С. 1097-1099.

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Павлова К.А.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,

pavlova_kapitolina@mail.ru

Анабарская антеклиза расположена в пределах Среднесибирского плоскогорья и выражена в структурном плане по поверхности кристалли-

ческого фундамента, а также по многим горизонтам осадочного чехла. Она представляет собой пологое обширное поднятие, сложенное породами архейско-нижнепротерозойского возраста, рифейскими и венд-нижнепалеозойскими отложениями, вскрытыми в бассейнах рек Котуя, Анабара, Оленека, Мархи и Муны. В пределах территории Республики Саха (Якутия)она ограничена с северо-запада структурами Анабаро-Хатангской седловины, с севера и востока - Лено-Анабарским и Предверхоянским прогибами, с юга и юго-востока – Сюгджерской седловиной и северным бортом Вилюйской синеклизы. На фоне окружающих отрицательных структур, наложенных на ее склоны, антеклиза выступает как единая положительная структура, характеризующаяся относительно изометричной формой. Границы исследуемой территории достаточно четкие и контролируются системами разломов, осложняющих строение многих структурных форм.

В осадочном чехле Анабарской антеклизы установлены различные по возрасту и строению структуры первого порядка: Анабарское, Оленекское, Уджинскоеи Мунское поднятия. Они образуют своеобразное структурное кольцо, в центре которого находится крупная депрессионная область, соответствующая Суханской впадине. Из отрицательных структур особого внимания заслуживает также Кютюнгдинский грабен, разделяющий Оленекское сводовое поднятие на Куойско-Далдынское и Солоолийское поднятия. На южном крыле антеклизы развита серия линейных валообразных структур северо-западного и субмеридионального простираний. Практически все структуры выражены и в рельефе фундамента.

Помимо крупных структурных элементов в пределах Анабарской антеклизы выявлено, преимущественно методами геологической съемки, значительное количество локальных форм. В отложениях Суханской впадины выделен ряд положительных и отрицательных структур - Укукит-Суханский, Усумун-Биректинский валы, Нарыгалисское и Анабыкское поднятия, Токур-Биректинская впадина. На юго-западном склоне антеклизы выявлены Сигуннахская, Удачнинская, Диабазовая локальные структуры. Кроме того, здесь расположены Данырская, Онкучахская и Бысытыхская структуры, которые считаются наиболее изученными из выявленных ранее геологической съемкой, так как их достоверность подтверждена сейсморазведкой. Следует отметить, что Бысытыхское и Онкучахское локальные поднятия являются осложнениями Мархинского вала.

Северо-восточнее Мархинского вала и параллельно ему расположен Силигир-Тюнгский вал, строение которого изучено крайне слабо. Северо-западнее Мархинского вала намечены Богольское и Сикитское поднятия. Все эти структуры входят в состав единой в тектоническом отношении зоны пликативных дислокаций, располагающихся параллельно Вилюйско-Котуйской зоне разломов, ограничивающей северо-восточный борт Тунгусской синеклизы.

Анабарская нефтегазоносная область (НГО) приурочена к одноименной антеклизе. Строение и потенциальная нефтегазоносность области в значительной степени предопределены процессами, происходящими в течение геологической истории в соседних регионах, в том числе - на западе при формировании Курейской (Тунгусской) синеклизы, на севере и востоке взаимосвязано, соответственно, с развитием Лено-Анабарского и Предверхоянского прогибов, на юге синхронно с формированием Вилюйской синеклизы и, в меньшей мере, Сюгджерской седловины. Процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления в Анабарской НГО, особенно в районах, смежных с перечисленными надпорядковыми структурными элементами, происходили, очевидно, взаимосвязано с аналогичными процессами в соседних нефтегазоносных областях.

Анабарская НГО характеризуется региональным распространением нафтидопроявлений в породах рифея, венда, кембрия. Широко известное Оленекское месторождение битумов локализируется в пределах уникальной по запасам зоны битумонакопления, которая расположена в северо-восточной части одноименного сводового поднятия иприурочена в основном к песчаникам пермского возраста. Все известные скопления битумов в Анабарской НГО установлены в районах Оленекского, Анабарского, Уджинского, Мунского, Айхальского сводов и их склонов.

В пределах Суханской впадины значительный интерес представляет байкальский комплекс. Достаточно интенсивно дислоцированные отложения рифея смяты в складки и разбиты разломами на блоки разной гипсометрии, что уже на стадии региональных работ позволяет выделить ряд положительных структур или наметить тектонически экранированные ловушки. Перекрывающая рифейские отложения глинисто-карбонатная вендская толща вполне могла бы служить здесь удовлетворительным флюидоупором. К сожалению, литологический состав, физические и коллекторские свойства этого структурного этажа практически не изучены, можно лишь строить различные предположения на основе интерполяции

данных геологической съемки, ориентируясь на выходы одновозрастных пород в пределах Анабарской антеклизы.

Определенные перспективы связаны также с песчаниками в подошве маныкайской свиты венда. В качестве отрицательного фактора в плане нефтегазоносности следует рассмотреть здесь относительно малые глубины и низкий температурный фактор (в скв. 203 на глубине 1150 м t- 3°С).

Значительный интерес для геолого-геохимических исследований карбонатных пород на южном склоне Анабарской антеклизы представляют бассейны верхних течений рек Силигир и Мархa. Здесь на площади более чем 6000 км^2 карбонатные породы верхнего кембрия обильно пропитаны нефтью. Из-за невыдержанных коллекторских свойств пород нефть в них распространена крайне неравномерно.

Слабым звеном в комплексе региональных условий нефтегазоносности Анабарской НГО является отсутствие в разрезе осадочного чехла надежных экранов, способных обеспечить длительную сохранность скоплений УВ разных генераций. В этой связи наиболее перспективные площади тяготеют к её северной и восточной частей, достаточно активно развивавшихся в неотектонический период, в том числе на современном этапе. Здесь возможен подток новых порций УВ, обеспечивающих формирование новообразованных зон нефтегазонакопления (ЗНГН), пополнение и реанимацию прежних залежей и месторождений.

В свете приведенных данных перспективы нефтегазоносности рассматриваемой территории традиционно оцениваются относительно не высоко, за исключением ее северной и восточной частей, где отмечается более активная тектоническая обстановка. По разным причинам до сих пор остаются невыясненными многие вопросы, решение которых несомненно будет способствовать более высокой оценке прогнозного углеводородного потенциала Анабарской антеклизы и привлечению внимания исследователей ко многим ее слабоизученным частям и прилегающим территориям.

Литература:

1. Анциферов А.С. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы / А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов и др. // под ред. А.Э. Конторовича. – М.: Недра. – 1981. – 552 с.

2. Ситников В.С. и др. Геология и нефтегазовый потенциал юго-запада Республики Саха (Якутия) / В.С. Ситников, И.А. Кушмар, Т.К. Баженова и др. // под ред. В.С. Ситникова, О.М. Прищепы. – СПб.: ФГУП «ВНИГРИ». -2014. – 436 с.

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ПОРОД И НАФТИДОВ ИНИКАНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ (ЛЕНО-АМГИНСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

Парфенова Т.М.[1,2], Мельник Д.С.[2]
1 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, parfenovatm@ipgg.sbras.ru
2 – Новосибирский государственный университет, mds7456@mail.ru

В настоящее время темпы добычи нефти и газа на месторождениях Восточной Сибири снижаются. Поиск и открытие новых залежей в слабоизученных районах нефтегазоносных областей (НГО) – одна из первоочередных задач. Обнаружение месторождений нефти и газа на территории Северо-Алданской НГО связывают с современным геолого-геохимическим исследованием докембрийских и кембрийских отложений. На юго-востоке Сибирской платформы распространена иниканская свита. Ее породы обогащены органическим веществом (ОВ). Их рассматривают в качестве потенциально нефтегазопроизводящих отложений регионального уровня, а также как ресурс альтернативного углеводородного (УВ) сырья [1-5]. В докладе представлены результаты анализа коллекции образцов (обр.) иниканской свиты из керна скв/ Красный Ручей-5. Установлено, что содержание органического углерода ($C_{орг}$) варьирует от 0,04% (известняк) до 6,70% (кремнисто-карбонатная порода), среднее равно 1,53%. Наблюдается связь между содержанием нерастворимого остатка (НО) и $C_{орг}$ пород. По содержанию $C_{орг}$в породах, литологии, пиролитическим характеристикам, величине битумоидного коэффициента (β), особенностям состава алканов коллекция пород разделена на две группы (табл. 1-3).

Углеродистые и низкоуглеродистые породы (группа I) содержат преимущественно автохтонный битумоид. Значения β < 10 % (табл. 1). Среди этих пород выделены породы смешанного карбонатно-кремнистого состава и силициты (подгруппа Iа) с содержанием, НО от 30 до 98%, $C_{орг}$ от 0,7 до 6,7 % и слабообогащенные ОВ известняки с содержанием, НО до 13 % и $C_{орг}$ меньше 1 % (подгруппа Iб).

Таблица 1

Характеристика пород и ОВ иниканской свиты

Группа		I		II	
		породы с преимущественно автохтонным битумоидом		породы с преимущественно мигрировавшим битумоидом	
Подгруппа		I а	I б	II а	II б
НО, %		30-98	4-13	14-38	1-13(42)*
		56	**9**	**26**	**6**
$C_{орг}$, %		0,7-6,7	0,3-0,8	1,1-1,6	0,04-1,4
		2,2	**0,5**	**1,3**	**0,4**
Пиролиз	S_1, мг УВ/	0,10-1,01	0,11-0,11	0,27-0,35	0,05-0,40**
	г породы	**0,33**	**0,11**	**0,31**	**0,23**
	S_2, мг УВ/	2,73-31,20	1,08-1,72	2,98-6,37	1,10-8,05**
	г породы	**7,97**	**1,4**	**4,68**	**4,58**
	PI	0,03-0,06	0,06-0,9	0,05-0,08	0,04-0,22***
		0,04	**0,08**	**0,07**	**0,14**
	HI, мг УВ/	339-578	223-257	284-393	157-537***
	г $C_{орг}$	**444**	**240**	**338**	**345**
	T_{max}, °C	434-441	435-437	436-437	423-443***
		438	**436**	**436**	**434**
β, %		2,8-8,2	2,8-8,5	15,5-22,8	10,7-40,8
		4,8	**5,8**	**19,1**	**25,9**

*Здесь и далее над чертой – разброс значений, под чертой – среднее. * – аномальные значения не учитывались при расчете средних; ** – по двум обр. пород; *** – по двум обр. пород и 7 об. нерастворимых остатков.*

Низкоуглеродистые породы карбонатного или смешанного глинисто-кремнисто-карбонатного состава (группа II) содержат преимущественно мигрировавший битумоид. Для ОВ этих пород характерна повышенная битуминозность (β > 10 %). Особенности составаи распределения алканов позволили выделить две подгруппы. Битумоиды подгруппы IIа обогащены паравтохтонным битумоидом. В битумоидах подгруппы IIб обнаружены 12- и 13-монометилалканы. Эти битумоиды, вероятно, представляют собой смесь пара втохтонного и аллохтонного битумоидов.

Значения T_{max} лежат в интервале 434-441ºС для образцов с автохтонным битумоидом и 423-443ºС с мигрировавшим. Битуминология ОВ изначения основных алкановых параметров отражены в таблицах 2 и 3.

Таблица 2

Битуминология ОВ пород иниканской свиты

Группа		I		II	
Подгруппа		I а	I б	II а	II б
$b_{хл}$, %		0,041-0,408	0,028-0,034	0,319-0,333	0,013-0,452
		0,133	**0,032**	**0,326**	**0,233**
β, %		2,8-8,2	2,8-8,5	15,5-22,8	10,7-40,8
		4,8	**5,8**	**19,1**	**25,9**
Групповой состав битумоидов	Насыщенные	5,2-24,3	8,7-9,2	6,0-9,6	7,3-15,0
		15,1	**9**	**7,8**	**11,4**
	Ароматические	16,0-33,3	18,9-19,7	16,7-18,9	11,1-23,8
		23,7	**19,2**	**17,8**	**16,5**
	Сумма углеводородов	25,4-48,5	27,6-28,6	24,9-26,3	19,5-36,1
		38,9	**28,2**	**25,6**	**28**
	Смолы	32,9-55,6	42,2-46,5	49,5-49,9	34-52,8
		44,8	**44,7**	**49,7**	**41,7**
	Асфальтеновые компоненты	7,8-34,6	26,0-29,2	23,7-25,6	21,1-44,2
		16	**27,1**	**24,7**	**30,4**

Таблица 3

Характеристика алкановбитумоидовиниканской свиты

Группа	I		II	
Подгруппа	I а	I б	II а	II б
Pr/Ph	0,41-1,15	0,30-0,92	0,71-0,84	0,37-0,77
	0,76	**0,58**	**0,78**	**0,6**
Pr/n-C_{17}	0,32-2,85	0,37-1,00	0,45-0,60	0,41-1,34
	1,05	**0,64**	**0,53**	**0,65**
Ph/n-C_{18}	0,41-1,88	0,61-1,00	0,51-0,75	0,52-1,38
	1,03	**0,77**	**0,63**	**0,8**
n-C_{27}/n-C_{17}	0,10-1,49	0,51-0,72(2,8)	0,38-1,74	0,39-1,93(4)
	0,63	**0,62**	**1,06**	**1,05**
Σn-Ci/Σizo-Ci	1,41-9,79	4,21-10,89	7,04-12,46	5,95-16,67
	5,05	**7,83**	**9,75**	**8,47**
CPI	0,91-1,27	0,98-1,06	0,88-1,07	0,91-1,04
	1,07	**1,02**	**0,97**	**0,96**

Новое геохимическое исследование иниканской свиты позволило сделать следующее заключение. 1. Породы обогащены ОВ. Значения HI, отношения Pr/Ph на уровне 1, максимум распределения нормальных алканов автохтонных битумоидов, приходящийся, как правило, на n-C_{17-19}, позво-

лили отнести ОВ к типу II, аквагенному морскому. 2. Органическое вещество зрелое и достигло главной зоны нефтеобразования. Степень катагенеза можно оценить на уровне $МК_1^1$ (по шкале А.Э. Конторовича,1976). Об этом свидетельствуют величины T_{max} для автохтонного ОВ на уровне 435-440°С и CPI равные 1. 3. Высокие значения βдо 40,8%, PIдо 0,22 свидетельствуют о присутствии мигрировавшего битумоида в иниканской свите. 4. Породы свиты обладают высоким генерационным потенциаломюго-востока Сибирской платформы. 5. Исследование керна скв. Красный Ручей-5 и анализ опубликованных материалов [1-5] показали обогащенность пород мигрировавшим ОВ, кавернозность и трещиноватость кремнисто-карбонатных пород. Это позволяет рассматривать иниканскую свиту в качестве нетрадиционного источника углеводородного сырья – сланцевой нефти. 6. Анализ хроматограмм насыщенных фракций автохтонных и мигрировавших битумоидов показал, битумоиды (Iа, Iб, IIа) генерированы автохтонным ОВ иниканской свиты, битумоиды IIб – ОВ докембрийских (?) нефтепроизводивших пород.

Работа выполнена при поддержке проектов программы фундаментальных научных исследований на 2013-2020 гг. № IX.131.2.1.

Литература:

1. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.

2. Неволин Б.С., Потапов С.В., Гудзенко В.Т., Каминский Ф.В. Кембрийские отложения доманикового типа востока Алданского щита // Советская геология. 1974. №3. С. 83-94.

3. Парфенова Т.М., Коровников И.В., Меленевский В.Н., Эдер В.Г. Геохимические предпосылки нефтеносности кембрийских отложений Лено-Амгинского междуречья (юго-восток Сибирской платформы) // Геология нефти и газа. 2009. №1. С. 87-91.

4. Савицкий В.Е., Евтушенко В.М., Егорова Л.И., Шабанов Ю.Я. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений). М.: Недра, 1972. 200 с. Вып. 130.

5. Соболев П.Н., Попова М.В., Прокудин С.Г. Доманикоидные отложения иниканской свиты нижнего-среднего кембрия в скважине Усть-Майская 366 (юго-восток Сибирской платформы) // Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 23-25 июля 2015 г. Якутск: Асхаан, 2015. С. 81-84.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Погодаев А.В.
АО «Туймааданефтегаз», a_pogodaev@tngas.ru

Вопрос о нефтеносности северного склона Алданской антеклизы был поднят в 40-х годах прошлого столетия Губкиным И.М. и Сенюковым В.М. в связи с обнаружением в его пределах прямых признаков нефти в районе р.Туолба. Здесь из отложений толбинской свиты впервые была получена жидкая нефть в количествах, позволяющих предполагать наличие её скоплений в промышленно значимых масштабах.

Продолжительный период геологоразведочные работы в Западной Якутии, в основном были ориентированы на изучение нефтегазоносности терригенных отложений мезозоя, верхнего палеозоя и венда. В последнее время значимость карбонатных отложений в общей оценке перспектив нефтегазоносности возросла. Это связано с одной стороны с ограниченным распространением терригенных пород и с другой – новыми подтверждениями промышленной природы залежей приуроченных к интервалам карбонатных отложений. Наиболее наглядным примером может служить Отраднинское месторождение (телгеспитский горизонт).

В Якутии карбонатные породы являются одним из важнейших резервов для наращивания ресурсной базы нефти и газа в таких районах как Сюгджерская седловина, Березовская впадина, северо-западный склон Алданской антеклизы, южный борт Вилюйской синеклизы. Чаще всего признаки нефти и газа в карбонатных породах встречаются под соленосными пачками, а также могут контролироваться прослоями глинистых известняков, доломитов, линзами гипсов и ангидритов. ***Верхневенд-нижнекембрийский НГК*** включает карбонатные отложения (успунская, кудулахская, юряхская, билирская свиты) и перекрывающий их региональный флюидоупор - мощную соленосную толщу юрегинской свиты. Продуктивные горизонты сложены преимущественно доломитами и в меньшей степени известняками. Промышленные притоки газа из успунской и кудулахской свит получены в Березовской впадине на Бысахтахском месторождении. ***Кембрийский перспективный НГК*** сложен сульфатно-карбонатными отложениями нижнего и среднего кембрия, включает олекминский (чаро-толбачанский) и ичеро-метегерский продуктивные го-

ризонты. В нижней части разреза олекминской свиты отмечаются проницаемые, пористые кавернозные, пропитанные битумом слои. На отдельных площадях выделяют олекминский продуктивный горизонт, из которого на Верхневилючанской, Таас-Юряхской и Ареляхской площадях отмечены случаи получения притоков газа [1].

В середине 80-х годов в пределах северо-западного склона Алданской антеклизыбыли пробурены две параметрические скважины Мухтинская №2210 и Джаджанская №2610. В скважине №2210 в процессе бурения в интервале 762 – 1122 м были вскрыты соленосные отложения чарской свиты и межсолевой газонасыщенный горизонт с аномально-высоким пластовым давлением (АВПД). Коэффициент аномальности 1,37. При забое 1022 м (-832,6 м) наблюдалось интенсивное разгазирование промывочной жидкости. В колонне испытан интервал 1088-1107 м (-898-917 м). По материалам ГИС пласт характеризуется как продуктивный $К_п^{НГК}$=7-16%; $К_п^{АК}$ до 11,8%. Вскрытие интервала производилось с привязкой по РК зарядами ПКС-105 плотностью прострела 12 отв./пог.м. После интенсификации притока однократной соляно-кислотной обработкой получен приток газа до 28 тыс. $м^3$/сут.

В скважине 2610 в процессе бурения отложений чарской свиты при забое 721 м наблюдалось разгазирование промывочной жидкости. Керн представлен нефтенасыщенным доломитом с резким запахом конденсата на свежем сколе. По материалам ГИС в интервале 679,6 – 727,4 м выделено 5 пластов-коллекторов с коэффициентом пористости по АК 8,4-16 %, Кнг 50-68%, которые интерпретировались как нефтегазонасыщенные. Высокая пористость подтверждается определениями коллекторских свойств в керне. Так в отдельных образцах она достигала 14,6-20%. При опробовании ИП на трубах в интервале 720-739 м (а.о. -547,9 – 666,9) получен слабый приток разгазированного бурового раствора 0,1 $м^3$ с пленкой нефти.

Промышленная значимость горизонтов чарской свиты, которая была установлена при испытании параметрической скважины № 2210, подтверждена данным бурения скважины 647-1ПМ (глубина забоя 2653 м), пробуренной в 2015 году в своде Мухтинской структуры. Интенсивные газопроявления, (свыше 20%) наблюдались в процессе бурения всего интервалачарской свиты. Новые структурные построения, по результатам сейсморазведочных МОГТ – 2Д, выполненными в период 2012-2015 гг. в пределах Мухтинского участка по равномерной сети профилей 4х4 км в объеме

1600 пог. км, позволили определить площадные границы Мухтинской ловушки и основные элементы её строения (рис. 1). Толщина свиты составляет 294 м. Интервалы коллекторов приурочены к межсолевым отложениям свиты. В отложениях чарской свиты эффективная суммарная газонасыщенная толщина коллектора составляет 19.6 метра. Скважина 647-1ПМ находится в ожидании испытания. Оценки величины запасов газа и конденсата (чарская залежь) носят оптимистический характер.

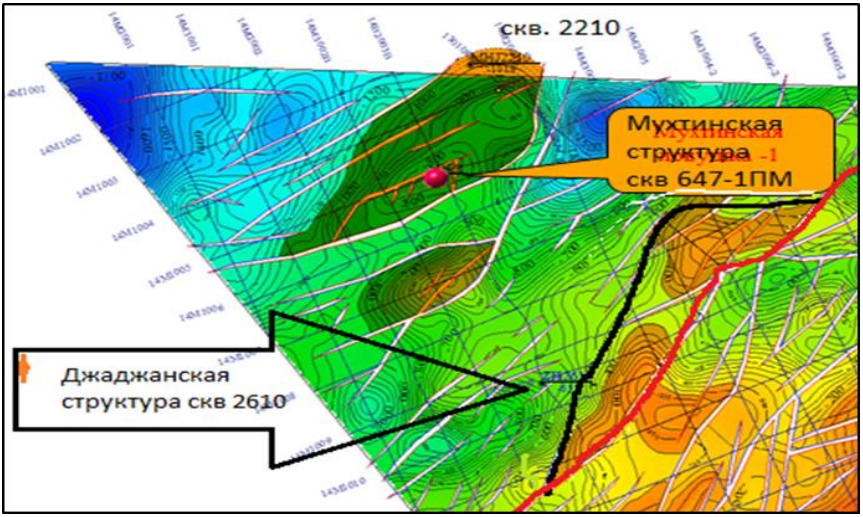


Рис. 1. Структурная карта подошвы чарской свиты (отражающий горизонт А)

По материалам сейсморазведочных работ установлено, что Джаджанская параметрическая скважина №2610, в которой при испытании получены признаки углеводородосодержания в виде нефтяной пленки, пробурена не в оптимальных структурных условиях, на северо-западном погружении Джаджанской структуры. По новым построениям Джаджанская структура представляет собой вытянутую линейную складку, с двумя приподнятыми участками, юго-восточное крыло которой осложнено тектоническим нарушением (рис. 1). Ловушка структурно-тектоническая, предположительно нефтяного насыщения, результаты испытания скважины №2610 характеризуют её приконтактную зону.

Перспективы Мухтинского участка также следует связывать и с горизонтами рифея (чекурдахская свита), которые образуют структуры прилегания к выступам фундамента. На временном разрез 14М1005, пересекающем Мухтинскую ловушку с запада на восток отчетливо прослеживается «литологический клин» примыкающий к структурному выступу фундамента (?), при глубине залегания 2800- 3000м (рис. 2). Аналоги ловушек такого типа и связанных залежей можно наблюдать в пределах Верхневилючанского месторождения (вилючанский горизонт).

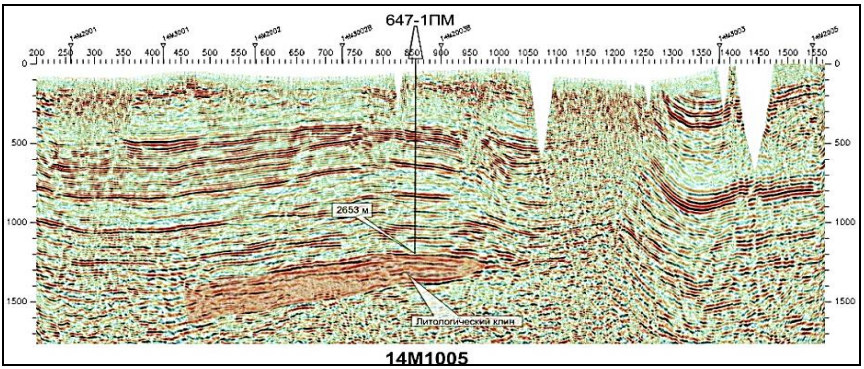


Рис. 2. Временной разрез по профилю 14М1005, Мухтинская структура

Результаты геологоразведочных работ последних лет, выполненных АО «Туймааданефтегаз» в том числе на Бирюкском лицензионном участке, где отработано 1800 пог. км сейсмопрофилей МОГТ, пробурена поисковая скважина № 646-2ПБ на Бирюкской структуре глубиной 3811 м, показывают, что существующие невысокие оценки указанных перспективных территорий могут являться следствием их недостаточной изученности и ограниченностью методических приемов.

Литература:

1. Геология и нефтегазовый потенциал юго-запада Республики Саха (Якутия): реалии, перспективы, прогнозы / В.С. Ситников, И.А. Кушмар, Т.К. Баженова и др. – СПб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2014. – 436 с.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ ПЕРМСКОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ХАПЧАГАЙСКОГО МЕГАВАЛА

Погодаев А.В.
АО «Туймааданефтегаз», a_pogodaev@tngas.ru

Лено-Вилюйская нефтегазоносная провинция была открыта в начале 60-х годов прошлого столетия. Основным поисковым объектом являлся верхнепермский комплекс отложений, с ним связывались значительные возможности прироста промышленных запасов газа (Васильев В.Г. и др. 1970). В начальный период 60-70-х гг., преобладали представления о наличии единой гигантской массивной газовой залежи в пермских отложениях, контролируемой структурной ловушкой Хапчагайского поднятия в целом. Оценка потенциальных запасов ловушки превышала 1 трлн. $м^3$ газа, и основывалась на высокой степени газонасыщенности отложений под изолирующей неджелинской покрышкой нижнего триаса, значительных линейных размерах мегавала (50х220км) по условно замкнутой изогипсе -3800 м, при амплитуде поднятия до 1000 м.

Разведка месторождений Хапчагайского мегавала была завершена в 1978 году, через 15 лет после открытия в 1963 году Средневилюйского газоконденсатного месторождения первого в Хапчагайском газоносном районе. Общие итоги были признаны в целом как достаточно высокие, но относительно прогнозируемых оказались менее успешными. Несмотря на большое количество промысловых данных (88 скважин), вопрос определения ценности залежей комплекса ПТ (пермь-триас), окончательно не был решен (Дмитриевский А.Н. и др., 2002; Сафронов А.Ф., 2009).

Гидрогеологические и гидродинамические особенности водоносных комплексов Вилюйской синеклизы, достаточно развернуто представлены в работах Л.А. Грубова, В.И. Вожова, А.И. Сурнина, В.П. Шабалина, и др. Пермский комплекс в силу его глубокого расположения исследован с меньшей детальностью и отличается значительным своеобразием [2]. Для верхнепермского продуктивного комплекса Хапчагайского вала отличительной особенностью является наличие аномально высокого пластового давления (АВПД). С одной стороны, высокая аномальность указывает на закрытость недр и возможность сохранности залежей в изолированной геологической среде. С другой стороны, напряженное состояние пластовой

гидродинамической системы свидетельствует о хрупком природном равновесии, способном оказывать деструктивное воздействие на механизмы образования и сохранения пермских залежей.

Сравнение величин пластовых давлений пермского комплекса говорит о наличии высокого градиента латерального напора в пределах Хапчагайского мегавала. Наибольшие значения пластовых давлений отмечаются в пределах Неджелинской структуры, так в скважине №14 замеренное пластовое давление для глубины 3100 м составляет 44,94 МПа, в пределах Средневилюйской структуры в скважине №25 пластовое давление на глубине 3100м составило 36,86 МПа (строки 10 и 4, табл. 1). При расстоянии между скважинами 120 км, разница в величинах замеров составляет 8,08 МПа, что равноценно 808 м высоты водяного столба. Такое распределение пластовых давлений, в контуре мегавала, когда перепады давлений сопоставимы с амплитудой ловушки, прямо свидетельствует о его гидродинамической раскрытости. Пьезометрическая поверхность с востока на запад имеет наклон 7 м на 1 км.

Анализ данных гидрогеологического опробования (табл. 1) дает основания считать, что пермский продуктивный комплекс в контуре Хапчагайского мегавала при развитии АВПД утратил преобладающий газовый характер насыщения, а положение границы контакта «газ-вода» (ГВК) в новых условиях определяется не только структурным фактором, но и динамикой водоносного комплекса [1]. Возможно, что массивная пермская залежь под влиянием градиента давлений со стороны Линденской впадины, расформировалась, и значительный объем газа переместилсяна склон, азатем за пределы мегавала. Сохранившиеся под неджелинской покрышкой залежи Средневилюйского, Толонского и оболох-Неджелинского месторождений приурочены к висячим ловушкам гидродинамической природы (пьезоминимумам) с наклонным ГВК, равновесное состояние обеспечивается градиентом динамического напора. Мастахский пьезоминимум, приурочен к гидродинамической террасе, ГВК газовой залежи имеет положение близкое к горизонтальному.

Газоконденсатные залежи, в интервале неджелинской свиты (группа пластов T_1-IV), связаны с линзовидными песчаными телами. Благодаря своей литологической и гидродинамической изолированности по условиям сохранности залежей, находятся в более благоприятных условиях, о чем свидетельствует близкая к первоначальной высота их продуктивной части. Отложения имеют хороший потенциал прироста запасов.

Динамическая флюидная система пермского водоносного комплекса характеризуется как хорошо организованная, напоры вод носят упорядоченный и направленный характер, что предполагает наличие гидродинамической связи и единства всех элементов пластовой системы.

Наличие дополнительного источника миграционного потока в направлении южного борта является благоприятным фактором для образования новых скоплений УВ на прилегающих территориях.

Таблица 1

Результаты опробования водоносных интервалов верхнепермских отложений, данные о замерах пластовых давлений

№ п/п	Номер скважины, площадь	Интервал перфорации, глубина, м	Замеры давлений и дебитов;приведенныйуровень-абсолютные метры водяного столба		
			МПа	дебит воды, режим замера дебита	Нпр. м
1	5 Ср.Вил	2930 - 3021	34,97	8,8 $м^3$/сут. Перелив.	591
2	6 Ср.Вил	3033 - 3118	33,84	51 $м^3$/сут. Перелив.	402
3	19 Ср.Вил	2943 - 2953	38,7	57 $м^3$/сут. Перелив.	1050
4	25 Ср.Вил	3134 - 3143	36,86	1,62 $м^3$/сут. $Н_{дин.}$ =1412м	686
5	9 Толон	3221 - 3249	41,96	10,8 $м^3$/сут. Перелив.	1077
6	14 Толон	3304 - 3316	40,95	24 $м^3$/сут. Перелив.	910
7	19 Мастах	3320 - 3328	45,7	192 $м^3$/сут. Перелив.	1365
8	23 Мастах	3442 - 3454	46,3	11,5 $м^3$/сут. Перелив.	1324
9	25 Мастах	3556 - 3561	45,1	4,8 $м^3$/сут. Перелив.	1070
10	14 Недж	3093 - 3101	44,94	14,8 $м^3$/сут. Перелив.	1521
11	16 Недж	3124 - 3135	43,92	4,8 $м^3$/сут. Перелив.	1394
12	16 Недж.	3107 - 3114	43,76	1,2 $м^3$/сут. Перелив.	1393
13	27 Недж.	3216 - 3222	41,95	2,05 $м^3$/сут. $Н_{дин.}$ =1000м	1113
14	3 Соболох.	3691 - 3706	44,85	1,2 $м^3$/сут. $Н_{дин.}$ =1419м	932
15	5 Бадаран.	3800 - 3816	44,32	3.24 $м^3$/сут. $Н_{дин.}$ =1417м	740

Литература:

1. Погодаев А.В., Ситников В.С., Лысов Б.А. Литологические и гидродинамические особенности газоносности верхнепермских и нижнетриасовых отложений Хапчагайского района Вилюйской нефтегазоносной области. // Геология нефти и газа. –2012. -№ 4, с. 2-12.

2. Сурнин А.И., Гидродинамика продуктивных горизонтов северо-запада Вилюйской синеклизы // Геохимические и гидрогеологические предпосылки поисков нефти и газа в Сибири - Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983, с 119 -125.

УБЫЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА УГЛЕЙ В ХОДЕ ЕГО ЭВОЛЮЦИИ ПРИ КАТАГЕНЕЗЕ

Рябинкин С.В.
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,
Ryabinkin@geo.komisc.ru

Исследовать – значит видеть то,
что *видели все*, и думать так,
как не думал *никто*.
А.Сент–Дьердьи.

Для того, чтобы найти выход флюидов из угля (или торфа), как правило, применяют поэлементные (основных – входящих в состав органической массы угля – элементов) балансовые расчеты (автор в данных тезисах не рассматривает вопросы, связанные с пиролизом угля, так как не является специалистом в данной области).

Еще М.Л.Левенштейн [4] приводил суждение о том, что "... метаморфизацию органического вещества и образование углеводородных флюидов следует рассматривать как две стороны единого процесса" (только здесь уместнее говорить о всех флюидах, – а не только об углеводородных – включая сюда и двуокись углерода, и воду, а также соединения серы, азота и фосфора).

Никто не оспаривает того факта, что чем детальнее будет проводиться поэлементный балансовый расчет эволюции растительного вещества по мере созревания угольного органического вещества углей (ОВУ), тем более точным будет получаться результат [8 и др.,], в некотором смысле и работа Лейфман [5]. Мы покажем этот процесс на примере, взятом из [2, с.38 табл. 9; выборочно] (таблица в данных тезисах). Это иллюстрирует тот факт, что при рассмотрении в качестве углеводородной составляющей метана, получается, что область инверсии совпадает с прямой, отражающей линию коэффициента Лейфмана–Вассоевича [5]. Из приведенного материала видно, что чем более детально рассматривается процесс эволюции ОВУ в процессе регионального катагенеза (или метаморфизма), тем более точным получается результирующая оценка. В пределе оценка (или оценки) полученная как среднеарифметической из двух минимальных, совпадает в деталях со среднегеометрической величиной из этих же оце-

нок (только придется брать для вычислений учитывая убыль ОВУ). Это напрямую указывает связь с описанными [1, стр.61 и сл.] в главе IV, в параграфе 2, который звучит так – "... Теорема о среднем арифметическом и среднем геометрическом" и это классическое неравенство, которое уходит вглубь тысячелетий. В предисловии [1, стр. 7] сказано, что "основные результаты математики чаще выражаются *неравенствами*, а не *равенствами*". Там же [1, стр. 60] высказано мнение что "подобно тому, как художник всего лишь несколькими мазками кисти по холсту вызывает к жизни картины исключительной красоты, как музыкант из сочетаний всего нескольких звуков рождает волшебные мелодии, так и математик из немногих глубоких логических предпосылок создает выводы, отличающиеся подлинным изяществом. Несмотря на их простоту, эти выводы часто кажутся нам таинственными, будто возникшими по мановению волшебной палочки, потому что их происхождение скрыто. ... Такова одна из очаровательных сторон математики – простые идеи, примененные в должной последовательности, приводят к результатам, которые никак нельзя было бы предвидеть заранее!".

Прежде всего рассмотрим, как происходит отделение выделение CO_2, H_2O и CH_2 или CH_4. Из-за недостатка места, приведем формулы без их вывода.

Сначала для CH_4 – углерода: x=C – dC $=\frac{12}{16}\gamma+\frac{12}{44}\beta$; для водорода: y=H - dH=$\frac{2}{18}\alpha+\frac{4}{16}\gamma$; для CO_2: u=O–dO=$\frac{16}{18}\alpha+\frac{32}{44}\beta$. После арифметических преобразований получаем dα=$\frac{(24H-8C+3O)}{(24H1-8C1+3O1)}$; dβ=$\frac{(3O-24H+8C)}{(3O1-24H1+8C1)}$ и dγ=$\frac{(8C-3O+24H)}{(8C1-3O1+24H1)}$. Затем для CH_2 – углерода: C – dC $=\frac{12}{14}\gamma+\frac{12}{44}\beta$; для водорода: H - dH=$\frac{2}{18}\alpha+\frac{4}{14}\gamma$; для CO2: O–dO=$\frac{16}{18}\alpha+\frac{32}{44}\beta$. После арифметических преобразований получаем dα=$\frac{(48H-8C+3O)}{(48H1-8C1+3O1)}$; dβ=$\frac{(3O-48H+8C)}{(3O1-48H1+8C1)}$ и dγ=$\frac{(8C-3O+48H)}{(8C1-3O1+48H1)}$, "

где C, H, O, C1, H1 и O1 – элементный состав торфа и углей двух сопоставляемых стадий палеопогружения" [6, С.7]. Преобразование формул приводит к системам из трех формул с четырьмя неизвестными – α, β, γ и d для CH4 или CH2. Верность расчетов (для CH_4 или CH_2) контролируется

равенствами: $x+y+u=\alpha+\beta+\gamma=100-d$ (в %). В таблице вычисленные данные приведены с учетом убыли органического вещества.

Таблица

Средний элементный состав гумусовых углей на последовательных этапах катагенеза [2]

Элементный состав, %					α	β	γ	Убыль вещества расчитанная по средне–	
$C^г$	$H^г$	$N^г$	$S^г$	$O^г$				арифме-тичес-кому	геомет–ричес–кому
90	4,8	1,6	1,35	2,25					
92	3,7	1,4	1,5	1,4	0,93	0,94	1,0	0,934487	0,93445
94	3,05	1,1	1,2	0,65	0,95	0,96	1,0	0,890948	0,89093
96	1,55	1,05	0,8	0,6	0,93	0,93	1,0	0,827552	0,82754
90	4,8	1,6	1,35	2,25					
96	1,55	1,05	0,8	0,6	0,82	0,83	1,0	0,827568	0,82754
парафины									
90	4,8	1,6	1,35	2,25					
92	3,7	1,4	1,5	1,4	0,93	0,94	1,0	0,934459	0,934449
94	3,05	1,1	1,2	0,65	0,95	0,96	1,0	0,890478	0,890932
96	1,55	1,05	0,8	0,6	0,93	0,93	1,0	0,827552	0,872537
90	4,8	1,6	1,35	2,25					
96	1,55	1,05	0,8	0,6	0,82	0,83	1,0	0,827568	0,827537

Наше неучастие в научной конференции "Природное геологическое наследие Европейского Севера России" увы не состоялось, но в статье [7] содержаться такие саркастические строки "... С помощью длинных выкладок С.В. Рябинкин приходит к очевидному выводу, что для сохранения равенства необходимо вместо среднего арифметического применить среднее геометрическое. Из этого он делает уже неверный вывод о том, что среднее геометрическое и является искомым "точным решением" уравнений Успенского. Как видим, С.В. Рябинкин в своих математических выкладках (напоминающих усилия по изобретению perpetum mobile) пренебрег предупреждением основоположника метода В.А. Успенского о том, что среднее в данной ситуации – это лишь грубое приближение; его нельзя улучшить только математическими манипуляциями".

Таким образом, если вдумчиво и серьезно подходить к делу, то придется отказаться от любых оценок газогенерационного потенциала ОВУ, так

как мы не знаем детально ни предшествующей истории, ни того, что будет происходить с этим образцом ОВУ в последующем.

В работе [3, стр.146] отмечается "Говоря "творческая личность", мы не столько стремимся подчеркнуть отличие одного человека от другого, сколько выделить именно аспект деятельности исследователя – творчество. Продукт деятельности творческой личности – новые идеи".

Автор надеется на то, что в результате широкого обсуждения геологи–угольщики и геохимики (только упомяну Я.Э. Юдовича, признанного авторитета в области геохимии вообще и особенно геохимии углей в частности) найдут другую ссылку на работу (или работы), в которой было бы разъяснено различие между средним арифметическим и средним геометрическим (в геохимическом смысле), в противном случае автор оставляет за собой первенство в интерпретации этих двух средних в геохимическом смысле.

Исследования проводились в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270033-6 и при частичной поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН проекта № 18-5-5-13 (ГР № АААА-А17-117-121140074-9).

Литература:

1. Беккенбах Э., Беллман Р. Введение в неравенства // Перевод с английского Р.А. Лукацкого. М: Издательство Мир, 1965. 165 с.

2. Газообразование при катагенезе органического вещества осадочных пород / Под ред.С.Г. Неручева. Л.: Недра, 1983. 164 с.

3. Кара–Мурза С.Г. Проблемы организации научных исследований. М:, Наука, 1981. 205 с.

4. Левенштейн М.Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений. Т.1. М: Наука, 1969. 264 с.

5. Лейфман И.Е. Графостатистический анализ мацералов угля по атомным соотношениям водорода // Химия твердого топлива. 1988. №4. С.9–17.

6. Радченко О.А., Рогозина Е.А. О соотношениях в изменении функциональных групп и летучих продуктов углефикации гумусовых углей // Химия твердого топлива. 1975. № 3. С. 3–14.

7. Ткачев Ю.А., Иванова Т.И. Математический и геохимический анализ уравнений баланса элементов органического вещества при углефикации // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №11. С.1737–1746.

8. Успенский В.А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1954. № 6. С.94–101.

КУОНАМСКАЯ ГОРЮЧЕСЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ КАК ОБЪЕКТ ДОБЫЧИ НЕТРАДИЦИОННОЙ НЕФТИ И ГАЗА

Сивцев А.И., Зуева И.Н., Чалая О.Н.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Факт исчерпания не возобновляемых углеводородных ресурсов (нефть, природный газ) на Земле никогда не вызывал сомнения. И независимо от того, какова еще будет продолжительность удовлетворения потребностей экономики за счет традиционных нефти и газа (даются разные оценки), придет время, когда снижающиеся мировыеобъемы добычи нефти (в первую очередь) и газа, нужно будет компенсировать за счет нетрадиционных видов углеводородов. Многими исследователями прогнозируется радикальное изменение мирового энергетического рынка за счет добычи сланцевого газа и сланцевой нефти.

Разработка сланцевых формаций Сибирской платформы дело, как минимум, даже несреднесрочной перспективы. Но, неизбежно высокие цены на углеводородное сырье в будущем, сделают рентабельными проекты по разработке таких месторождений. Причем, такие проекты могут оказаться более рентабельными чем, например, добыча нефти на шельфах арктических морей восточного сектора РФ - море Лаптевых и Восточно-Сибирское море [1]. Следовательно, уже сегодня необходимо разрабатывать технологии по разработке сланцевых формаций в условиях криолитозоны.

Наиболее перспективной в плане добычи сланцевого газа и сланцевой нефти, по всей видимости, является куонамская формация. Куонамская формация (комплекс) выделяется в нижне-среднекембрийских отложениях северо-западной и восточной частей Сибирской платформы. Формация сложена глинисто-карбонатными и кремнисто-карбонатно-глинистыми отложениями, в разной степени обогащенные органическим веществом (рис. 1).

Куонамская формация распространена в полосе, протягивающейся более чем 2500 км, от Игарского района на северо-западе, через современное Прианабарье и бассейн р. Оленек до Алданского щита на юго-востоке Сибирской платформы. Ширина полосы выходов колеблется от 150-200 до 620 км. Установленная площадь развития формации достигает приблизительно 750-780 тыс. км^2 [2].

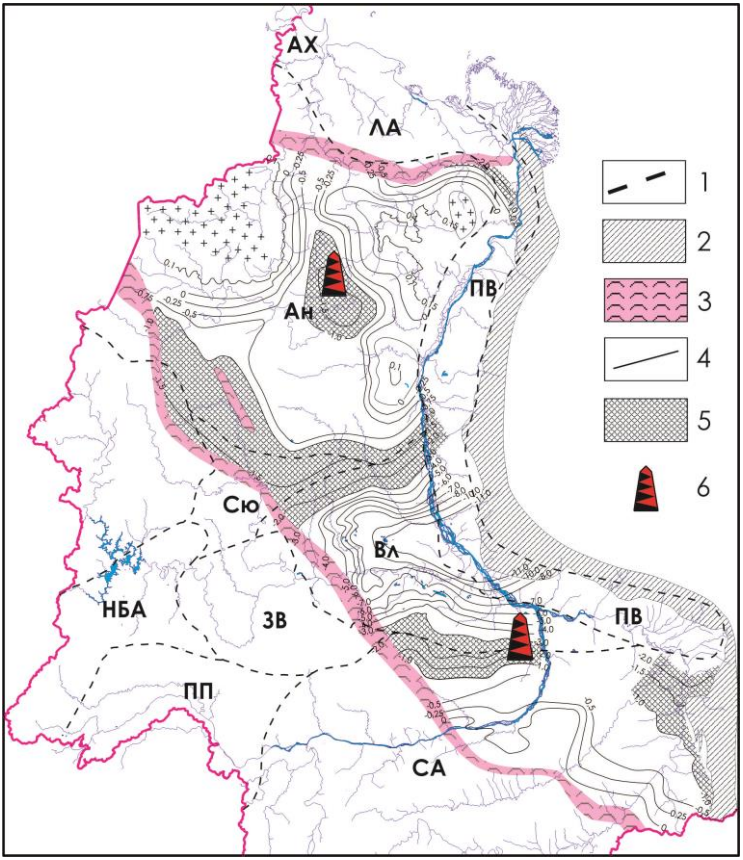


Рис. 1. Схема кровли куонамской формации с выделением зон технически доступных глубин добычи сланцевого газа.

Условные обозначения: 1 – границы нефтегазоносных областей, 2 – зона шарьяжных перекрытий, 3 – рифовая карбонатная формация, 4 – изолинии кровли куонамской формации, 5 – технически доступные глубины добычи сланцевого газа, 6 - первоочередные участки для добычи сланцевого газа; Нефтегазоносные области: НБ - Непско-Ботуобинская, ПП – Предпатомская, СА - Северо-Алданская, ЗВ - Западно-Вилюйская, Сю – Сюгджерская, Ан – Анабарская, АХ - Анабаро-Хатангская, ЛА - Лено-Анабарская, ПВ – Предверхоянская, Вл – Вилюйская

Мощность куонамской формации на преобладающей площади распространения достаточно выдержана и составляет в среднем 40-70 м. Вместе с тем, отмечаются депоцентры максимальных толщин, которые территори-

ально примыкают к юго-западной границе распространения формации. Два депоцентра максимальных толщин картируются в пределах южного склона Анабарской антеклизы, один на северном склоне Алданской антеклизы. Другой возможный депоцентр толщин вырисовывается в пределах складчатого крыла Алдано-Майской впадины, но в виду вероятного повторения разреза (увеличения) из-за надвиговых дислокаций, отдельно его не выделяем [3].

Технологически доступными глубинами сланцевого газа мы условно принимаем интервал глубин от 1000 м до 3000 м. Выше 1000 метров температура разреза будет ниже 10-15° С, что накладывает технологические ограничения при добыче (эффективность воздействия химикатов). Ниже 3000 метров ограничения обусловлены экономикой – высокая стоимость бурения. На построенной карте кровли куонамской формации выделены соответствующие участки (рис. 1).

С позиций крайне слабой инфраструктурной развитости, а также основных направлений развития горнодобывающей промышленности первоочередными участками для добычи сланцевого газа предполагается Анабаро-Оленекская зона. Здесь намечается широкое развитие горнодобывающей отрасли в среднесрочной перспективе. Будут разрабатываться Томторское месторождение редкоземельных металлов, алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы, кимберлитовые и базитовые трубки, россыпные проявления платины и осмия, титановые-пикритобазальты и меланефелениты и т.д. Все это потребует большего количества энергии. В этом плане Суханская впадина, располагающаяся между Анабарской антеклизой и Оленекским поднятием, занимает благоприятное положение по наличию в ее недрах перспективной сланцевой формации.

На сегодняшний день на территории Суханской впадины проведено ограниченное количество специальных геофизических исследований по результатам, которых установлены основные параметры впадины.

Поверхность фундамента изменяется от -1500 м (на границе с Анабарским и Оленекским сводами) до -3000 м, а в наиболее глубокой прогнутой зоне – в пределах Биректинского прогиба, данный показатель возрастает до 5000-6000 м. В южной части впадины выделятся ряд структурных зон субширотного и северо-западного простирания. Осадочный чехол, по общегеологическим предпосылкам, представлен рифейским и венд-кембрийским структурно-стратиграфическим комплексом отложений. Рифейский комплекс, по всей видимости, нижней части впадины выполняет

узкие рифтовые структуры, составляющие крупный авлакоген, разделяющийся в северном направлении Саппыйским поднятием на два рифтовых прогиба – Хастахский и Билирский. Прогибы выполнены эффузивным и терригенно-карбонатным комплексами. Повсеместно развитый платформенный венд-кембрийский комплекс залегает с большим стратиграфическим размывом. По комплексу геолого-геофизических данных здесь выделяется ряд структурных элементов III порядка.

Особенностьтехнологии добычи сланцевого газа, которая заключается в отсутствии необходимости поиска подходящих структур, оптимальноеглубинное залегание и минимизация газотранспортной инфраструктуры делают куонамскую формацию весьма перспективным энергетическим сырьемдля отдаленных северных районов.

Литература:

1. Сафронов А.Ф. Роль сланцевой нефти и газа в глобальном энергообеспечении на ближайшие десятилетия // Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, 23-25 июля 2015г./ Отв. ред. Сафронов А.Ф. – Якутск: «Ахсаан», 2015. С.55-63.

2. Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука. 1988. – 159с.

3. Сивцев А.И., Зуева И.Н., Чалая О.Н. Структурная карта по толщинам и глубинам залегания кровли куонамскойгорючесланцевой формации/ Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН 5–7 апреля 2017 г. Якутск, 2017. С.233-237.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ РАЗРЕЗ ТАСТАХСКОГО ПРОГИБА

Сивцев А.И., Александров А.Р.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
maraday@yandex.ru

По современным представлениям Тастахский прогиб является окраинной структурой Хромского массива. Тектонически Тастахский прогиб отделяется от Хромского массива и его структур разломами.

По геофизическим данным длина прогиба – 200–250 км, ширина – 60-100 км, площадь около 22000 км, предположительно прогиб с трех сторон

ограничен разрывными нарушениями и представляет собой грабен. Кристаллический фундамент в пределах прогиба опущен, видимо до глубины 6-10 км. Мощность палеозойских карбонатных толщ составляет здесь до 2,5 км и более. Особенно резко возрастает мощность пород «верхоянского комплекса» (до 6 км).

По данным сейсморазведочных работ МОГТ верхняя часть разреза сложена в основном терригенными породами, которые характеризуются невыдержанностью литологического состава и в целом низкоскоростными разностями (2,5–3,8 км/с). Здесь выделено серия отражающих горизонтов, приуроченных к различным уровням мезо-кайнозойского комплекса, стратификация которых, без данных бурения, представляется предположительным. В низах разреза прослеживается горизонт Ю, вероятно связанный с поверхностью складчатого основания, отражающий горизонт М-Ю выделяется в пограничных слоях верхнеюрских и меловых отложений. В меловых отложениях также фиксируются несколько отражающих границ. К границе меловых и палеогеновых образований приурочен горизонт Р. Выше по разрезу, в подошве неоген-четвертичных осадков, трассируется горизонт N.

По наиболее контрастному отражающему горизонту Ю (рис. 1) в пределах прогиба выделяются две мульды, разделенные седловиной. В приустьевой части р. Урюнг-Улах (левый приток р.Хрома) западная часть этой седловины пересечена сейсмопрофилем 901405, она здесь имеет вид антиклинального перегиба, протяженность которого в пределах изогипсы -2700 м достигает 50 км при амплитуде около 780 м.

В северо-западной части территории установлено валообразное поднятие размером 60 ×10 км (сейсмопрофили 901408, 911412).

Построения по другим отражающим горизонтам, в целом, повторяют верхнеюрский структурный план, при этом отмечается уменьшение степени дислоцированности и выполаживание структурных форм вверх по разрезу. В этом же направлении происходит смещение осевой части центральной мульды на север. Что свидетельствует об унаследованном развитии прогиба в неоген – четвертичное время.

Породы, залегающие между отражающими горизонтами Ю и N слабо дислоцированы, по характеру сейсмической записи сходны с таковыми в Зырянском прогибе и представлен, видимо, верхнеюрско-меловыми отложениями. На сейсмогеологических разрезах наблюдается постепенное сокращение мощностей разновозрастных отложений к бортам прогиба.

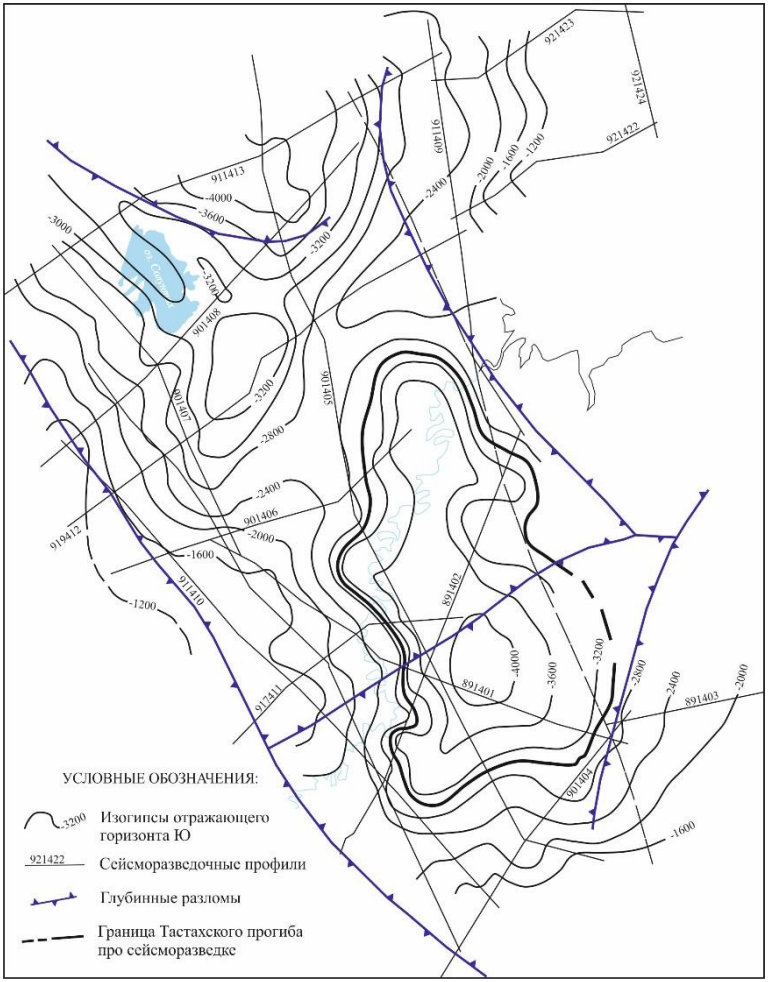


Рис. 1. Структурная карта Тастахского прогиба по отражающему горизонту Ю.

По результатам гравиметрической, аэромагнитной сьемок и космоснимков в регионе выделяются разнопорядковые разрывные нарушения. Среди них преобладают субвертикальные дизьюнктивы северо-восточного и северо-западного простираний. Некоторые из них затухают вверх по разрезу достигая горизонта N, их амплитуда не превышает 100 м. В целом Тастахский прогиб характеризуется отрицательными магнитными полями и резко отрицательным полем силы тяжести.

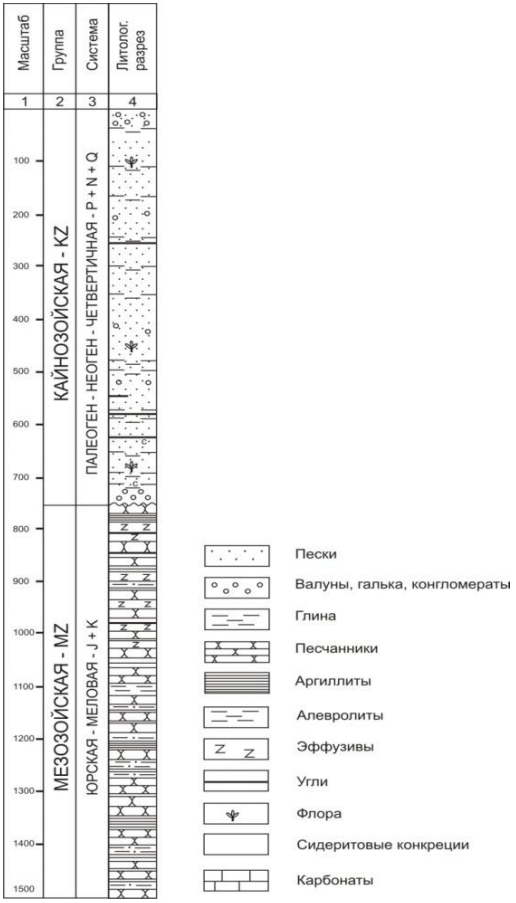


Рис. 2. Проектный разрез Тастахской параметрической скважины в интервале от 0-1500 км.

Магматические и эффузивные породы в пределах прогиба не установлены. Однако, по гравиметрическим данным, интрузивные магматические тела предполагаются по всей территории прогиба, трассируясь, главным образом. вдоль бортовых частей.

Из сказанного можно сделать следующие основные выводы:

- в Тастахском прогибе имеются достаточно мощные толщи верхнеюрских и нижнемеловых отложений, накопление которых происходило в условиях длительно устойчивого прогибания.

- с точки зрения палеогеографических условий и литофациальных особенностей мезозойского разреза в пределах Тастахского прогиба существовали наиболее благоприятные возможности для накопления, преобразования и концентрации углеводородов.

Территория Тастахского прогиба подготовлена сейсморазведочными работами до глубины 1,5 км. Проектный разрез параметрической скважины в этом интервале представлен на рис. 2. Скважина должна вскрыть верхнемезозойско-кайнозойский разрез в интервале от 0 до 1500 км, ниже предполагаются отложения триаса, и так называемого промежуточного комплекса (палеозой). Для расширения решаемых задач скважины, ее нужно разместить на подготовленной к бурению структуре Тастахского прогиба.

Литература:

Фафлей П.В. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Чокурдахской площади за 1989-1990 гг. (Чокурдахская сейсморазведочная партия N 14/89-90). Якутск, 1991.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИКЕ И ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРО-АЛДАНСКОЙ, ВИЛЮЙСКОЙ И ПРЕДВЕРХОЯНСКОЙ НГО

Ситников В.С.[1], Погодаев А.В.[2], Кушмар И.А.[3]

1 – Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, sitgeo@mail.ru

2 – АО «Туймааданефтегаз», г. Якутск, a_pogodaev@tngas.ru

3 – АО «ВНИГРИ», г. Санкт-Петербург, irinakushmar@yandex.ru

Проведенный анализ результатов геологоразведочных работ разных лет, в том числе новейших данных последних двух десятилетий, позволяет обосновать по территории сочленения Северо – Алданской, Вилюйской и Предверхоянской нефтегазоносных областей следующие выводы и рекомендации:

1. Перспективы южного борта Вилюйской синеклизы в качестве нового нефтеносного района и приоритетной территории для постановки работ в зоне ВС-ТО были сформулированы при обосновании проведения региональных сейсморазведочных работ в пределах крупной Южно-Вилюйской площади {2}. Здесь в качестве потенциальных продуктивных горизонтов рассматриваются базальные песчаные слои в разрезе пермских отложений

и карбонатные горизонты рифогенного и доманикоидного типов в кембрийском интервале разреза каледонского мегакомплекса. На основании этой рекомендации в сезоне 2013-2014 гг. выполнено 400 пог. км сейсморазведки МОГТ – 2Д по редкой рекогносцировочной сети профилей. Основная задача работ: определить закономерность распространения потенциальных зон нефтенакопления и прогнозируемых перспективных объектов в мезозойской, верхнепалеозойской и нижнепалеозойской частях разреза. Цель проводимых работ – подтвердить наличие зоны погребенных поднятий, выяснить основные черты её строения и особенности распространения кембрийских карбонатных отложений с различной формационной характеристикой [2].

2. Район работ охватывал южную часть Вилюйской синеклизы, включая южный склон Хапчагайского мегавала, Тангнарынский прогиб, Хайалахский выступ, Чыбыдинскую седловину, на юге Баппагайский выступ северо-западного склона Алданской антеклизы. В процессе интерпретации полевого материала были прослежены основные отражающие границы, проведено стратиграфическое расчленение разреза осадочного чехла на два структурно-литологических комплекса: верхний, терригенный (верхнепалеозой-мезозойский) и нижний, преимущественно карбонатный (венд-нижнепалеозойский), служащий основанием для отложений вышележащего этажа. На сейсмических разрезах установлена граница несогласного залегания верхнепалеозойско-мезозойского, терригенного комплекса пород на карбонатном основании кембрия и проиндексирована как отражающая граница N. По материалам каротажа скважин параметрического бурения поверхность несогласного залегания характеризуется развитой корой выветривания толщиной до 30 метров, в интервале которой в стволе скважин формируется достаточно глубокая каверна, подчеркивающая длительность стратиграфического перерыва в осадконакоплении на всей площади южного борта с запада на восток.

3. При комплексной интерпретации материалов сейсморазведки и данных электроразведки-ЗСБ в интервале карбонатных отложений нижнего кембрия впервые выявлен Байский погребенный выступ (перегиб по профилю №130202), который в свою очередь является структурным отражением поверхности фундамента. Амплитуда палеовыступа относительно моноклинального склона превышает 600м. Непосредственно в своде перегиба отсутствуют отложения верхнего и среднего кембрия, срезанные в процессе денудации. Характер моноклинального погружения сейсмиче-

ских горизонтов в северном направлении по профилю №130202 может свидетельствовать о независимости и несовпадении структурных планов, выделяемых терригенного и карбонатного комплекса отложений, а также о возможно бескорневой природе антиклинальных структур верхнего структурного этажа восточной половины Хапчагайского мегавала (рис. 1).

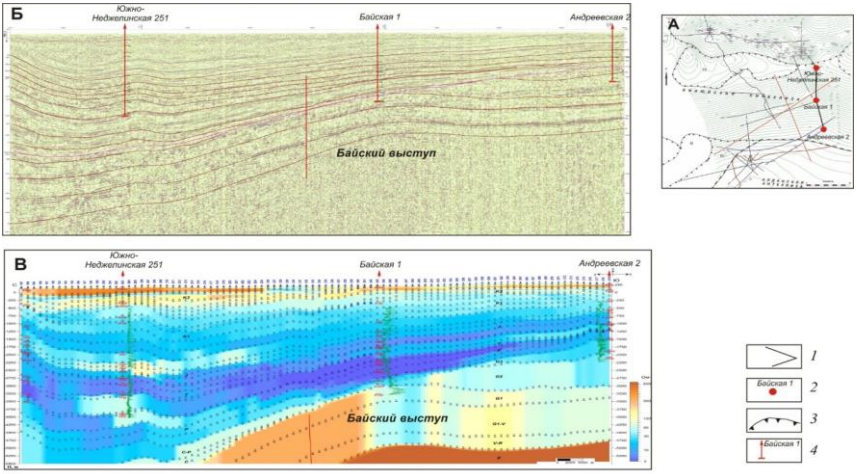


Рис. 1 Разрезы по линии скважин Андреевская - Байская - Южно-Неджелинская (профиль 130202)

А – фрагмент структурной карты; Б – временной разрез ОГТ; В – глубинный разрез ЗСБ; 1 – линия разреза: 2 – скважины на карте, 3 – границы тектонических элементов, 4 – скважины на разрезах

4. Байский погребенный выступ является унаследованной структурой, в строении которой принимают участие отложения рифея(?), венда и кембрия, представленные терригенно-карбонатными разностями, формирование которых протекало в условиях режима каледонской тектонической обстановки. Говорить о пространственных границах выступа на данном этапе изученности объекта сложно. Территориально район работ расположен в зоне развития рифовых образований ранне-среднекембрийского комплекса, занимающего переходное положение от области эвапоритовой седиментации к области нормально-морской седиментации. Таким образом, допустимо предположение, что северо-западное направление оси зоны погребенных поднятий, в состав которых возможно входит Байский

выступ, получивший унаследованное развитие вслед за структурной поверхностью фундамента, может выглядеть как наиболее логичное, геологически аргументированное и закономерное направление, подчеркивающее, в том числе, тектоническую природу фациального различия отложений кембрия по литологическому составу.

5. Указанное положение Байско-Хайалахско-Вилюйской зоны погребенных поднятий, в сочетании с расположением Якутского свода, которыйиграет роль пограничной структуры, позволяет со структурных позиций более оптимистично рассматривать перспективы нефтегазоносности области сочленения восточной части Вилюйской синеклизы, широтной ветви Предверхоянского прогиба и северного склона Алданской антеклизы. Предварительно, территорию предполагаемого нефтесбора можно ограничить сектором, образующимся при пересечении осей палеоструктур: -описываемой зоны погребенных структурных поднятий, сформировавшейся параллельно тектонической границе Тюкян-Чебыдинской структурной террасы; - осевой линией Якутского палеосвода, проходящей через Якутскую и Ивановскую скважины.

6. Совокупность взаимно дополняемых положительных признаков к оценке перспектив территории: характер зон выклинивания отложений рифея, кембрия,перми и триаса; проявления волнового поля, присущиерифогенной толще кембрийского возраста, наличие региональных уровней стратиграфических перерывов, несогласий, размывов в сочетании с положительным прогнозом зоны улучшенных коллекторов, позволяют рассчитываться на подтверждение намеченных нами перспектив нефтеносности рассматриваемой территории, условно отмеченных ранее и другими исследователями [1].

Литература:

1. Сафронов А.Ф. Перспективы наращивания сырьевой базы нефтегазодобычи на территории РС(Я) // Наука и техника в Якутии. - 2009. - № 2 (17). - С. 15-21.

2. Ситников В.С., Кушмар И.А., Прищепа О.М., и др. О возможном открытии на юге Вилюйской синеклизы нового нефтеносного района (Сибирская платформа) // Геология нефти и газа. – 2013. - № 4. - с. 2-12

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Зинчук Н.Н.
Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), г. Мирный

Вопросам внедрения кимберлитовой магмы, становления и последующего изменения кимберлитовых пород посвящены многочисленные опубликованные работы. Однако при изучении кимберлитов главное внимание обычно уделяется реликтовым структурам и текстурам исходной породы, по которым построены практически все классификации кимберлитовых пород. Основное значение при этом придается изучению псевдоморфоз, их формы и расположения в породе. Незаслуженно малая роль отводится исследованию цементирующей массы, которая в кимберлитовых породах с сохранившемся реликтовым строением представлена: а) субмикроскопическим серпентином; б) пелитоморфным карбонатом; в) стекловатым веществом. Многие исследователи считают, что и серпентин цемента представляет собой апостекло, хотя в свежем виде они никем никогда не описывалось. Стекло не обнаружено также в обломочном материале кимберлитов. Очень важно получить ответ на вопрос о возможности возникновения вулканического стекла в процессе «прострела» пород земной коры и внедрение в них кимберлитовой магмы. В природных условиях обычно имеем дело с силикатным стеклом. Существуют различные мнения о строении стекол вообще и природных в частности. Одни исследователи считают, что основой их являются кристаллиты (т.е. участки с упорядоченной структурой), другие – что стекло состоит из беспрерывной беспорядочной сети, в связи с чем внутренняя энергия стекла больше, чем в кристаллическом веществе. Последняя теория удовлетворительно объясняет многие свойства стекол. В целом в стеклах: а) существует ближняя и отсутствует дальняя упорядоченность; б) превалирует один из мотивов ближнего порядка, обладающий определенным составом. Относительно их связей можно отметить, что в условиях образования самих стекол соединения между кристаллами осуществляются между атомами одинаково. Дело только в разных размерах кристаллов (микролитов) и кристаллитов. Более мелкие частицы имеют размер элементарных ячеек и отдельных полиэдров SiO_4^{4-} и AlO_4^{5-}. В какой-то степени в кимберлитах присутствуют все три типа частиц с преобладанием тех или других. Преобразование стекла в

кристалл сопровождается уменьшением объема. Как следует из анализа природных стекол, приуроченных к основным и ультраосновным породам, в них содержится мало магнезии. Причиной тому являются химические свойства самого магния и влияние его на ход кристаллизации магмы. Оксид магния является своего рода затравкой, возникающей по мере охлаждения расплава (т.е. пересыщения); его появление обусловливается сближением в первую очередь кислорода с магнием, что вызвано свойствами атомов последнего. Выделение MgO делает расплав более богатым остальными породообразующими компонентами – щелочами, известью и кремнеземом, из которых в зависимости от *PT*-условий могут кристаллизоваться монтичеллит, пироксен или образоваться стекло, химический состав которого не будет отвечать исходной ультраосновной магме. Стеклообразованию в процессе консолидации магмы в подобных условиях может содействовать железо. Благодаря изменчивости его валентности (а значит и размера ионов) вносится определенная дестабилизация в процесс упорядоченности ионов и образования кристаллического вещества. Поэтому при избытке в остаточном расплаве железа стекло может возникнуть и при сравнительно небольшом содержании кремнезема. При этом образуется другой вид стекла, который обладает более низкой твердостью, заметной растворимостью в кислотах и более низкой температурой плавления, чем стекло, богатое кремнеземом.

В процессе кристаллизационной дифференциации любой магмы, которая содержит определенное количество воды (независимо от того, каким образом она в нее попала), в конечной стадии консолидации появляются многоводные, преимущественно аморфные (и даже рентгеноаморфные) образования, которые описаны под различными названиями: палагонит, гизингерит, хлорофеит и др. Все подобного рода образования обычно именуют коллоидными минералами. Они возникли как в процессе эволюции расплава на глубине, так и при излиянии его на дневную поверхность, особенно в водные бассейны, на ледяную поверхность или внедрения в любые образования. Наиболее характерны подобные образования для основных пород. Палагонит – совокупность богатых водой аморфных или слабоокристаллизованных образований, которые возникли при охлаждении богатого водой расплава и в период формирования магматического тела ведут себя как флюидонасыщенная жидкость. Палагонит ассоциирует со стеклом, а в слабо раскристаллизованных породах занимает место последнего. В стекле он находится в виде включений округлой формы с резкими

границами. К палагониту иногда бывают приурочены рудные минералы и апатит. Глобули палагонита в стекле бывают: а) однородные изотропные или слабо анизотропные; б) концентрически зональные. Палагонит нередко имеет вид сморщенного при усыхании гелеобразного вещества с системой трещин, которые разбивают его на полигональные участки. Палагонит и гизингерит являются аморфными минералами и представляют собой затвердевший силикатный гель, возникший вследствие сближения и взаимодействия между собой кристаллитов.

Многие исследователи считают, что исходной была однородная карбонатно-силикатная магма, а поэтому образование стекла тоже должно бы происходить не без участия карбонатов, тем более, что существует мнение о первичности карбонатной массы. С проблемой кимберлитов тесно связан вопрос о карбонатитах, которыми бывают выполнены трубки взрыва, из-за чего эти образования некоторыми исследователями тоже отождествляется с кимберлитами. При этом следует отметить, что карбонатная магма, по мнению многих исследователей, существует. Споры обычно возникают вокруг состава подобного расплава. Современные излияния представлены расплавом карбонатов щелочных элементов, которые впоследствии замещаются кальцием с образованием кальцита. Карбонат кальция и натрия (шортит) широко присутствует в кимберлитовых телах. Кальцит также был получен и непосредственно из искусственных расплавов, где в качестве исходного материала взяты карбонаты щелочей, хлорит кальция и силикаты. При консолидации этого находящегося под давлением карбонат-силикатного расплава возникла колонка, верхняя часть которой сложена кальцитом, а нижняя – силикатным стеклом. Ликвация карбонатного расплава предполагается также для кимберлитовой магмы. Однако карбонатное стекло не образуется ни под давлением, ни тем более в открытом пространстве. Несмотря на то, что при выплавке обычного стекла в состав шихты входят карбонат щелочей и кальцит, конечный продукт не содержит карбонатного иона. Не обнаружено карбонатное стекло и в космическом материале, хотя углеродсодержащих образцов много, в углистых хондритах установлен доломит. Не нашли мы упоминаний о карбонатном стекле и в справочной литературе. Поскольку из находящегося под давлением карбонатно-силикатного расплава образуется кальцит (т.е. кристаллическая фаза), то карбонатного стекла не должно быть ни в условиях «закалки», когда находящаяся под давлением содержащая CO_2 карбонатная магма быстро остывает у контакта с холодными вмещающими породами,

ни тем более в условиях выполнения центральных частей трубок, где резкий спад температуры (необходимое условие для образования стекла) обусловлен резким спадом давления (вслед за «прострелом» давления в трубке настолько падает, что проваливаются вышележащие породы). В данных условиях карбонат кальция неустойчив и еще до понижения температуры до 700ºС диссоциирует с выделением CO_2. Что касается стекла, зафиксированного в минералах в виде включений, то анализов с целью обнаружения в нем $(CO_3)^{2-}$ не проводилось. Находящиеся в расплаве при более высоких давлениях ионы $(CO_3)^{2-}$ в случае сравнительно медленного снятия напряжения кристаллизуются с образованием карбонатов, что является уже вторичным процессом. А карбонатсодержащее стекло и в данном случае возникнуть не может. Будучи остаточным после кристаллизации силикатов, щелочной карбонатный расплав в присутствии летучих компонентов тем не менее отделяется и, находясь под давлением в момент «прострела», способен выполнить всякого рода трещины (до мелких включительно) и в них выкристаллизоваться, захватив при этом частично и силикатный расплав. В свою очередь, какая-то часть карбонатного расплава захватывалась силикатными расплавами. Однако в обоих случаях происходит полная кристаллизация (или распад) карбоната без образования им стекла. Следует при этом отметить, что если существование карбонатно-силикатного расплава возможно, то в процессе остывания «сухой» или «мокрой» магмы идет кристаллизация карбоната, а силикат может превратиться в стекломассу, причем кристаллическая фаза силиката (в частности, слюды) присоединяется к раскристаллизованному карбонату, а не аморфному силикату (что нередко наблюдается в кимберлитах).

К постмагматическим преобразованиям кимберлитов относятся изменения, которые претерпели магматические породы в пневматолитово-гидротермальную стадию метаморфизма. Верхней температурной границей считается 600ºС, т.е. температура, при которой от магматического расплава отщепляется флюид, а нижней можно условно считать температуру кипения воды, хотя некоторые минералы возникают и при более низких температурах. В этом интервале температур возникли все основные вторичные образования и в первую очередь главный минерал кимберлитов Сибирской и Африканской платформ – серпентин. Наряду с автометаморфическими процессами, которые протекают в обстановке близкой к изохимической, в кимберлитовых телах довольно широко распространен метасоматоз (автометасоматоз). К последним следует отнести хлоритизацию

слюд и полевых шпатов ксенолитов, которая сопровождается выносом щелочей и кальция. При бруситизации оливина происходит удаление кремнезема. Отальковании серпентина предусматривает привнос SiO_2, а окварцевание серпентина – вынос всех остальных компонентов. К метасоматическим также относится замещение серпентином карбонатов и, наоборот, замещение карбонатом силикатов. Главным реагентом в этих процессах является вода; важнейшую роль играет степень ее диссоциации на H^+ и OH^-, т.е. pH раствора, который в значительной мере определяется количеством в нем сильных оснований (Na, K, Ca и др.). При этом в зависимости от конкретных условий имеет место «перекрытие» температур образования высокотемпературных минералов. Поскольку остаточный расплав магнезией не обогащается, образование серпентина происходит в основном за счет оливина. Кроме того, определенное ее количество заимствуется также в карбонатах (в частности, в ксенолитах доломита). Следовательно, прежде чем возникает серпентин, должен разрушиться оливин – как наименее устойчивый из силикатов и наиболее распространенный. Серпентин из псевдоморфоз, цементирующей массы и выделения серпофита обязаны коллоидному первоначальному образованию с последующим преобразованием в гель и его кристаллизацией (возможно даже не полной). Об этом свидетельствуют трещины синерезиса, которые разбивают затвердевший гель на полигональные фигуры. В низкотемпературных серпофитах эти трещины сохранились, а у псевдоморфоз вместо них появились агрегаты из параллельно-чешуйчатых индивидов, образующих секториальногаснущую (секториальную) структуру. Последняя обычно возникает в процессе быстрого роста множества кристаллов с четырех сторон. Рост заканчивается в центре или на определенном расстоянии от него. Это стало возможным потому, что напряжение было снято не полностью, поскольку порода в целом находилась под давлением. Во многих случаях петельчатая структура также имеет элементы секториальной. Слепые прожилки в срезе дают в шлифе ленты, объединенные в каркас-петельчатые картины. Агрегаты из субмикроскопических индивидов псевдоморфоз чаще перекристаллизованы, чем выделения серпофита, количество которого в кимберлитовых телах кверху увеличивается. Причиной тому является уменьшение общего (статического) давления пород в верхних горизонтах кимберлитовых трубок.

Таким образом, сформировавшийся в процессе кристаллизационной дифференциации остаточный расплав-раствор базитов и ультрабазитов не

обогащен, как считают некоторые исследователи, магнезией, а сложен преимущественно железом и кремнеземом и развитие по нему серпентина возможно, как по любому другому силикату, независимо от состава последнего. Образование палагонита нельзя объяснить только гидратацией вулканического стекла, пусть даже сильно железистого, так как в подобных случаях обычно (даже в процессе выветривания) происходит гидролиз и возникает кристаллическая фаза, представленная смектитом (монтмориллонитом, железистым сапонитом или нонтронитом). Поэтому появление аморфной (в том числе и рентгеноаморфной) фазы может быть связано с процессом быстрого выпадения геля из раствора с последующим его высыханием. При этом наиболее подходящими компонентами служат состав и форма размещения палагонита, так же, как и близкого к нему гизингерита. А последний встречен не только (и не столько) в базальтах, но и в габбро, и даже в метаморфических образованиях. Возникновение аморфных веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (куда входят и субизотропный серпентин и серпофит) возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ, поскольку при этом уменьшается объём породы. Однако с увеличением давления уничтожается также реликтовая структура породы. Сохранившаяся в кимберлитах реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. Основные выводы по поводу отдельных вопросов становления и дальнейшего формирования кимберлитовых тел и слагающих их минералов и пород: а) В процессе происходящего вслед «за прострелом» осадочных толщ резкого падения давления и вызванного этим такого же спада температуры в верхней части может образоваться только бедное магнезией железистое стекло, которое в связи со значительным ограниченным количеством кремнезема является малоустойчивым и может разрушаться наравне с оливином (однако от изобилия воды в остаточном расплаве процесс до образования стекла не доходит); б) Карбонатная составляющая общего расплава обособляется еще до затвердения силикатной части и в зависимости от конкретных условий либо кристаллизуется (при падении температуры), либо разлагается (при падении давления) с удалением CO_2; в) Большое значение для мобильности карбонатного расплава имеют щелочи и в первую очередь натрий, который впоследствии образует собственное соединение (шортит) или обладая (в отличие от калия) положительной энергией гидратации, легко выносится поствулканическими растворами,

уступая место кальцию; г) Разрушение наименее устойчивого соединения – главного минерала кимберлитов оливина проходит под влиянием углекислоты одновременно по всему объёму породы с последующей (вызванной гидролизом) аморфизацией и переходом в коллоидное состояние с дальнейшей кристаллизацией и перекристаллизацией серпентина; д) Кристаллизация серпентина происходит быстро, главным образом, по краям бывших зерен с формированием псевдоморфоз, вдоль трещин синерезиса и по наименее плотным участкам геля, а также по трещинам оливина в частично разрушенном кимберлите. Следует также подчеркнуть, что образование карбонат-силикатного стекла (т.е. гомогенного вещества) в процессе застывания кимберлитового расплава не имело места. Это тем более правильно, что и сам силикатный расплав претерпевает некоторое разделение, в связи с чем получается неоднородное стекло, которое затем очень быстро разрушается, практически не оставляя диагностических следов. Принимая во внимание геологические данные и результаты экспериментальных исследований, можно сделать вывод о том, что кальцит, являющийся главной составной частью кимберлитов, мог возникнуть из карбонатного расплава-раствора, в котором карбонатный ион $(CO_3)^{2-}$ не распался благодаря повышенной щелочности среды и (или) высокому давлению. Никакого карбонатного (ни тем более карбонатно-силикатного) стекла не было, поскольку в любых условиях карбонатный расплав кристаллизуется или происходит его распад, а от силикатного расплава он отделяется. Поэтому карбонат основной массы не может являться продуктом кристаллизации стекла, тем более что он отделился от силикатного еще до внедрения последнего в осадочные толщи. Невозможность существования карбонатного стекла в какой-то мере подтверждается и данными о ликвации первичного расплава с отделением карбонатного составного, которое, являясь более легким и менее вязким, всплыло и потом оттеснилось к периферии кимберлитовых провинций с образованием щелочно-ультраосновных кимберлитовых ассоциаций.

ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Зинчук Н.Н.
Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

Накапливающиеся в отложениях различных осадочных формаций глинистые минералы с учетом их изменения и новообразования на различных этапах осадочного процесса в каждом из них характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями. Аллотигенные глинистые минералы имеют в отложениях осадочных формаций обычно фоновое значение. Поэтому для использования их в формационном анализе в каждой из выделяемых [1 - 4] в осадочном чехле земной коры четырех зон типоморфное значение имеют и аутигенные глинистые минералы, природа которых определяется гидрогеохимическим характером и термобарическими параметрами среды минералообразования. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов должна проводиться с учетом подразделения осадочного чехла земной коры на четыре (сверху вниз) зоны [4], соответствующие стадиям диагенеза (ДГ): протокатагенеза ($ПК_{1-3}$), ранним подстадиям мезокатагенеза ($МК_{1-2}$), поздним подстадиям этой же стадии ($МК_{3-5}$) – апокатагенеза ($АК_{1-4}$) и стадии метагенеза (МГ). При этом стадия ПК и подстадии $МК_{1-2}$, вместе со стадией ДГ, относятся к раннему, а подстадии $МК_{3-5}$ и стадия АК – к позднему катагенезу. Три верхние зоны включают собственно осадки и осадочные породы, а четвертая – их метаморфические аналоги. Каждая из этих зон характеризуется различной степенью постседиментационного преобразования отложений, включая содержащиеся в них глинистые минералы. Постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды с учетом направленности их, в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления в главнейших литологических формациях (терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной, вулканогенной и галогенной) характеризуются специфическими особенностями [1 - 4]. Важнейшей предпосылкой объективного использования результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры (и в отложениях отдельных осадочных формаций) являются не только палеотектонические и палеоклиматические факторы, определяющие законо-

мерности накопления отложений отдельных формаций [4], но и исследование достаточно мощных, характерных для каждой формации толщ с необходимым количеством изучаемых объектов, включая и дублирующее число образцов в отдельных частях разрезов.

Отложения терригенной формации (или терригенных формаций) имеют наиболее широкое распространение в осадочном чехле земной коры [1 - 4]. Наличие в верхней части слагающих конкретный регион легко размокающих в воде глинистых отложений, а также способных к аналогичной дезинтеграции песчано-алевритовых разностей их непосредственно указывает, что они претерпели изменения, соответствующие лишь диа- и начальным этапам раннего катагенеза, т.е. относятся к I-ой зоне осадочного чехла земной коры. Это четко сочетается также с присутствием в рассматриваемых отложениях практически неизмененных разновидностей смектита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований с содержанием более 40 % разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются подчиненные неразбухающие [1 - 3]. Одновременно с этим для слюдистых минералов данной зоны характерна псевдоизометричнопластинчатая форма частиц и отсутствие различия в их морфологии как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях, что указывает на их аллотигенное происхождение. Анализ ассоциаций глинистых минералов в соответствующих рассматриваемой зоне отложениях позволяет оценивать климатические условия в предшествующие размыву источников сноса этапы геологического времени. Присутствие в накапливавшихся мощных толщах терригенных отложений существенного содержания каолинита непосредственно указывает на размыв достаточно зрелых кор выветривания [1-4]. Это при моно- и олигомиктовом типе обломочного материала указывает, что накопление продуктов, связанных с размывом кор выветривания (КВ), в пресных водоемах либо в эпиконтинентальных морях на пассивных континентах Мирового океана можно рассматривать, как одну из основных закономерностей формирования отложений платформенной субформации терригенной формации. В случае размыва КВ, сформированных на первично слюдистых породах, содержащих в основном более устойчивую, чем 1М, гидрослюду политипной модификации $2M_1$, последняя наряду с каолинитом также является характерным типоморфным минералом отложений платформенной субформации [4]. При этом присутствие в отложениях этой субформации

только диоктаэдрических глинистых минералов свидетельствует о накоплении терригенно-аллотигенного материала в пресноводных условиях. В отличие от этого, наличие в рассматриваемых отложениях хлорита как слоистого минерала наиболее ранней генерации, связанного в глинистых разностях с аградационной трансформацией монтмориллонита, а в песчано-алевритовых с развитием в них крустификационного цемента, указывает на приуроченность их к морским бассейнам [4]. Преобладание в полимиктовых отложениях гидрослюд 1М и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований свидетельствует о размыве активных окраин континентов и накоплении отложений геосинклинальной субформации терригенной формации [2 - 4]. При этом сохранность хлорита в этих отложениях может указывать на переотложение слабо измененных гипергенными процессами Fe-Mg-разностей изверженных и метаморфических пород. В процессе постседиментационного преобразования отложений терригенной формации глинистые минералы, в соответствии с литолого-фациальным типом накапливавшихся осадков, подвергаются аградационной трансформации. Эти изменения по масштабу отражают степень погружения содержащих их отложений в зоны все более высоких давлений и, особенно, температур, а направленность процессов зависит от гидрогеохимического характера среды [4].

Особенно наглядно это наблюдается в терригенных образованиях древних потенциально алмазоносных толщ основных районов Сибирской платформы (СП). Так, главнейшими образованиями *верхнего палеозоя* Малоботуобинского алмазоносного района, в формировании которых значительную роль сыграли позднедевонские- раннекаменноугольные КВ [3], являются породы лапчанской ($C_{2\text{-}3}l$), ботуобинской (P_1bt) и борулойской (P_2br) свит. В разрезах *лапчанской свиты*, непосредственно залегающих на КВ терригенно-карбонатных пород, в её нижних горизонтах отмечены максимальные концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$. Однако наблюдаются случаи, когда в нижних горизонтах лапчанской свиты диоктаэдрическая гидрослюды почти полностью исчезает. Для глинистой составляющей пород лапчанской свиты свойственная повышенная концентрация Mg-Fe-хлорита, по структурно-морфологическим особенностям близкого к установленному нами [3] в КВ терригенно-карбонатных пород. Это, как и содержание и состав грубообломочного материала, а также минеральные

парагенезисы легкой, тяжелой и глинистой фракций позволяют считать, что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и кластические образования среднего палеозоя. Значительно меньшую роль играли в этом выветрелые породы основного и ультраосновного состава [3]. Судя по приведенным особенностям концентрации глинистых минералов, наблюдается неравномерная обогащенность образований лапчанской свиты продуктами переотложения КВ терригенно-карбонатных пород. В отличие от лапчанской свиты, в нижних горизонтах *ботуобинской* увеличивается концентрация монтмориллонита, неупорядоченных монтмориллонит-гидрослюдистых и вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований, что свидетельствует о возрастании в этих горизонтах роли продуктов выветривания основного и ультраосновного составов и уменьшении влияния терригенно- карбонатных пород. На это указывают сравнительно меньшие концентрации диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ и каолинита с относительно упорядоченной структурой. Нередко отмечается достаточно высокая концентрация каолинита по всему разрезу свиты, что связано с поступлением его из КВ на породах трапповой формации (в частности туфогенных образований). В глинистой составляющей из пород *борулойской свиты* преобладают монтмориллонит и неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) пойменных и озерно-болотных фаций и каолинит. Соответственно снижается содержание гидрослюды и хлорита. Анализ минерального состава борулойской свиты позволяет говорить о большом влиянии в период её формирования продуктов выветривания основных пород среднепалеозойского возраста и о подчиненной роли терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, которые к тому времени в значительной степени были перекрыты отложениями лапчанской и ботуобинской свит.

Выяснение особенностей глинистых минералов в отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций [3 - 4] представляет, по сравнению с отложениями собственно терригенной формации, менее сложную задачу. Это связано с их локализацией либо в виде относительно тонких прослоев, четко выделяющихся в мощных толщах карбонатных пород, либо в существенно обогащенных карбонатным материалом отложениях карбонатного типа. Вследствие более интенсивной аградации

диоктаэдрических разбухающих минералов в отложениях рассматриваемых формаций, эту особенность необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов их изучения в отложениях этих формаций, чтобы не завышать степени катагенетического изменения содержащих их отложений. В связи с этим при исследовании глинистых минералов в собственно терригенных прослоях отложений этих формаций следует проводить для пластов хлорит-сапонитов, не только в средних их частях, но и периферийных участках. Это позволит путем сравнительного анализа оценить влияние карбонатной среды в краевых частях терригенных прослоев на степень аградации материала в различных диа-метагенетических зонах осадочного чехла земной коры. Исследование глинистых минералов, кроме рекомендуемого нами раньше для отложений всех формаций первоначального получения рентген-дифрактограмм, в целом, от неориентированных препаратов, в отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций изучаемые разности пород необходимо обрабатывать на холоде 2% раствором HCl для разложения карбонатов. В процессе этой процедуры следует учитывать изменение также обменного комплекса как ди-, так и триоктаэдрических смектитов. Кроме аллотигенных глинистых минералов, приуроченных к терригенно-аллотигенным прослоям, большое значение в разрезах отложений этих формаций (особенно в собственно карбонатной) имеет устойчивость в I-ой зоне осадочного чехла земной коры слоисто-цепочечных Mg-силикатов. Для выявления их в реальных разрезах необходимо особенно тщательно исследовать в подошве карбонатных толщ переходные зоны между терригенными и соответствующими карбонатными породами. Важность такой методологии исследования пограничных отложений между карбонатными толщами и терригенными прослоями определяется преобразованием во II-ой зоне слоисто-цепочечных минералов в смектиты, которые в III-ей зоне трансформируются в тальк- и хлорит-сапониты. Являясь специфическими минералами, они во многом способствуют не только реконструкции палеогеографических условий седиментогенеза, но и имеют большое значение в решении ряда вопросов нефтегазовой геологии [4].Все это показывает, что, в отличие от отложений терригенной формации, основной особенностью накопления и постседиментационного преобразования осадков терригенно-карбонатной и карбонатной формаций является общая повышенная гидрогеохимическая минерализация среды,

что следует рассматривать, как важный типоморфный признак седиментогенеза указанных формаций.

Таким образом, на примере изучения отложений терригенной, терригенно-карбонатной и карбонатной формаций показано, что глинистые минералы в них как аутигенного, так и аллотигенного генезиса представлены несовершенными в структурном отношении разновидностями. Последние характеризуются значительными дефектами, т.е. вакансиями в структуре, которые полностью не заполняются, вплоть до стадии МГ. Это связано с тем, что в пластовых водах и поровых растворах на предшествующих МГ стадиях литогенеза сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов, приводящий к сравнительно незначительным изменениям материала переотложенных КВ в бассейнах седиментации, что показано на примере верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП. Локализация продуктов переотложения КВ в верхнепалеозойских отложениях Далдыно-Алакитского района, по сравнению с Малоботуобинским, характеризуется специфическими чертами, существенно облегчающим проведение поисковых работ на территории первого, делая их более эффективными. Здесь оконтуривание ореолов рассеяния кимберлитового материала в базальных слоях каменноугольно-пермских отложений привело к открытию новых кимберлитовых трубок. Характер распространения, фациальный состав отложений верхнего палеозоя и приуроченность ореолов рассеяния кимберлитовых и связанных с ними глинистых минералов к делювиально-пролювиальным и аллювиальным осадкам, развитым в низах разреза лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит, свидетельствуют о наличии благоприятных условий для формирования продуктивных толщ. Особенно перспективны на россыпную алмазоносность делювиально-пролювиальные отложения верховьев палеоводотоков. Аллювиальные отложения лапчанской и ботуобинской свиты развиты в западной части рассматриваемой территории по днищам долин палеоводотоков. Характерны высокие перспективы лапчанских и ботуобинских пролювиальных и аллювиальных отложений на формирование продуктивных горизонтов (россыпи алмазов Восточная и Западная).

Литература:

1. Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах.- М.:Наука.1976.128 с.

2. Звягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов.-М.: Недра. 1964. 280 с.

3. Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1981. №-1. С.36-43.

4. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли .- М.: Гос-геолтехиздат. 1963. 535 с.