

ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
ФГАОУ ВПО Северо-Восточный федеральный университет
имени М.К. Аммосова
НОЦ «Минерально-сырьевые ресурсы и технологии их оценки»



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы всероссийской научно-практической конференции

2-4 апреля 2013 г.

Том I

Якутск 2013

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

**Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России:
материалы всероссийской научно-практической конференции, 2-4
апреля 2013 г. – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. – Том I. – 277 с.**

*Публикация выполнена в авторском варианте
с незначительными редакционными правками*

ISBN 978-5-7513-1760-7

© ИГАБМ СО РАН, 2013
© СВФУ, 2013

Содержание

Адаров Т.Д.

Региональный прогноз золотого оруденения на основе статистических оценок потенциальных полей (на примере Южного Верхоянья)..... 7

Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К.

Включения сульфидов родия в Вилуйской платине..... 10

Акимова Е.Д.

Внедрение метода тренингов при выполнении самостоятельной работы студентов технических специальностей..... 14

Алексеев В.И.

Петролого-геохимическая модель оловоносного метасоматизма как основа прогнозирования оруденения в Чаунском районе (Чукотка)..... 19

Алтухова З.А., Бабушкина С.А., Опарин Н.А.

Кимберлит Аномалии 4 (Якутское погребенное поднятие)..... 23

Алтухова З.А., Зайцев А.И.

Rb-Sr изотопная систематика различной степени алмазонасности автолитов из кимберлитов трубки Удачная..... 28

Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф.

Особенности золотой минерализации Ыныкчанского рудно-россыпного поля (В.Якутия) 33

Анисимова Г.С., Соколов Е.П.

Особенности минерализации месторождения Бодороно (Ю.Якутия) 38

Антипин В.С., Федоров А.М., Покровский Б.Г., Дриль С.И.

Геологические и изотопно-геохимические критерии эндогенной природы Патомского кратера на севере Иркутской области..... 42

Атласов Р.А.

Информационно-аналитический центр «Нефть и газ Республики Саха (Якутия)»..... 46

Афанасьев В.П.

Полигенез алмазов и коренных источников алмазов северо-востока Сибирской платформы..... 48

Бабкина Т.Г., Едисеева С.И.

Особенности петроплотностного разреза осадочного чехла Вилуй-Моркокинского междуречья (Восточный борт Тунгусской синеклизы)..... 54

Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В.,

Читалин А.Ф., Сидорина Ю.Н., Марущенко Л.И., Калько И.А.

Золото-молибден-медно-порфирово-эпитермальная система Баимской рудной зоны, Западная Чукотка, Россия..... 58

Белолубский И.Н., Ивенсен Г.В., Боескорев Г.Г., Сергеенко А.И.

Местонахождение мамонта Юка и Юкагирского бизона: химический состав вмещающих пород..... 62

Бердыев С. С.

Температурный режим алмазного бурения с продувкой сжатым воздухом в многолетнемёрзлых породах..... 66

Березкин В.И., Кравченко А.А., Попова С.К.

Метаморфизованный расслоенный интрузивный комплекс центральной части Алданского щита: особенности химического состава пород и минералов..... 68

Берзин А.Г., Туги Э.Р., Иванов И.С. О генезисе кристаллического фундамента Непско-Пеледуйского свода Непско – Ботуобинской антеклизы.....	73
Бескрованов В.В. Онтогенический анализ проблемы кристаллизации алмаза в вертикальном разрезе Земли.....	78
Бикбаева Е.Е. Типоморфные характеристики темноцветных минералов из пород Верхнетирехтяхского гранитоидного массива.....	82
Биллер А.Я. Редкоземельные элементы в гранатах из туффитов карнийского яруса Булкурской антиклинали (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции).....	87
Бородавкин С.И. Россыпи пойменных отложений крупных рек золотоносных провинций как нетрадиционный источник получения золота.....	91
Бородкин Н. А. Геолого-геохимическая модель грейзенового месторождения Экуг.....	95
Бородкин Н. А. Прогнозная оценка запасов олова на месторождении Экуг.....	101
Бучко И.В., Бучко Ир.В. Новые данные о геологическом строении месторождения Могот (Пристановой пояс юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона)	109
Васильев Д.А., Ершова В.Б. Тектонические структуры верхнеюрско-нижнемеловых отложений северной части Приверхоянского прогиба.....	113
Васильева А.Е., Елизаров К.В., Константинов И.К., Яковлев А.А. Разновозрастные магматические образования основного состава долины р. Куойка (Оленекское поднятие).....	117
Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю. Источники вещества олово-серебро-полиметаллических месторождений Южного Верхоянья по данным изотопного анализа минералов.....	121
Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. Модель формирования месторождения Аркачан.....	126
Глухов А. Н. Геологическое строение золоторудного месторождения Надежда (Магаданская область).....	130
Глухов А. Н. Корреляция этапов геодинамической и металлогенической эволюции длительно развивавшейся региональной структуры с корой континентального типа (на примере Приколымского террейна Северо- Востока Азии).....	133
Глушкова Е.Г., Каженикина А.Г., Кривошапкин И.И. Интерпретация теневого рельефа и снимков LANDSAT для выявления потенциально золотоносных рудно-магматических структур долины р. Намана.....	136
Говоров Н.Г. Бурение скважин с целью прогнозирования россыпных месторождений в зимних условиях на реке.....	140

Гошко Е.Ю., Сальников А.С., Ефимов А.С. Строение земной коры Северо-Азиатского кратона по геофизическим данным опорного профиля 3-ДВ.....	142
Гриб Н.Н., Сясько А.А., Качаев А.В., Никитин В.М. Изучение физико-механических свойств массива горных пород по данным геофизических исследований скважин.....	147
Григорьев Б.В., Кельдиев С.С., Кычкин Д.Э., Скрыбин Р.М. Новая конструкция алмазной коронки для бурения с продувкой сжатым воздухом.....	152
Гриненко В.Г., Князев В.Г. Проблемы стратиграфии юры Восточной Сибири.....	157
Гусев Н.И. Взаимодействие коры и мантии Анабарского щита в архее.....	165
Дмитриев Е.П., Лоскутов Е.Е. Общая предварительная оценка участков с опасными инженерно- геологическими условиями в пределах автотрассы Якутск-Магадан (600-700 км).....	170
Дроздов А.В., Попов В.Ф. Разновидность природных резервуаров промышленных вод на Сибирской платформе.....	174
Егоров К.Н. Проблемные вопросы прогноза и поисков коренных и россыпных месторождений алмазов в южной части Сибирской платформы.....	178
Егоров К.Н., Кошкарев Д.А. Минералогические критерии основных параметров алмазоносности геолого- технологических типов кимберлитовых руд важнейших месторождений алмазов Якутии	182
Есипенко А.Г. Функциональная геохимическая модель гидротермальных элементных ассоциаций по эндогенным геохимическим ореолам месторождения Майское (Центральная Чукотка): состав, зональность и последовательность..	187
Ефимов Д.Н. О использовании жидкого азота при бурении скважин в криолитозоне.....	191
Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Прокопьев А.В. Физико-химические параметры формирования золотоносных и олово- сереброносных магматических комплексов Тарынского рудно- магматического узла (северо-восток Якутии).....	194
Захаров Е.В. Экспериментальные исследования морозного выветривания горных пород алмазных месторождений Якутии.....	198
Захваев С.Г. Современный рентгеновский анализ в геологии.....	203
Заякина Н.В., Гамянин Г.Н. Вторичные минералы зоны окисления олово- вольфрамового месторождения Аляскинское (восточная Якутия).....	204
Зедгенизов А.Н., Шкодзинский В.С. Происхождение древних высокотемпературных метаморфических комплексов (на примере восточной части Алданского щита)	208

Зинчук Н.Н. Об особенностях кимберлитов Якутской алмазодобывающей провинции.....	212
Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. О прогнозируемых коренных источниках алмазов в северо-восточной части Сибирской платформы.....	216
Иванов А.Г. Буровые растворы для вскрытия продуктивных пластов при низком давлении.....	221
Иванов Н.Н. О структуре Маринского рудного поля.....	224
Иванов Н.Н., Попов Б.И. О содержании вариативной части профессионального цикла основной образовательной программы подготовки студентов специализации «Геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых» в связи с ее ориентацией на перспективы освоения минерально-сырьевых ресурсов региона (в рамках ФГОС ВПО)	227
Иудин М.М. К оценке устойчивости вертикальных породных обнажений.....	230
Касанов И.С. Расчет потерь металла как основополагающий фактор оценки ресурсного потенциала техногенных россыпных месторождений.....	234
Козьмин Б.М., Шибяев С.В., Петров А.Ф., Тимиршин К.В. Сейсмоопасность западной части Лаптевоморского шельфа и прибрежных континентальных районов.....	240
Коломиец В.Л. Фациально-генетическая характеристика и прогнозные ресурсы строительных материалов Баргузинской впадины (Байкальская Сибирь).....	244
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Морфолитогенетические условия формирования золотороссыпного месторождения Гулинга (Витимское плоскогорье).....	248
Кондратьева Л.А. Структурно-морфологические типы и минеральный состав золотого руденения проявления Боринджа (Западное Верхоянье).....	252
Копылова А.Г., Томшин М.Д. Геохимия платформенных базитов Сибирской платформы.....	256
Костин А.В. Продуктивные рудно-магматические системы Восточной Якутии: Fe- оксидный CU-AU (IOCG) тип рудной минерализации.....	261
Костин А.В., Глушкова Е.Г., Каженикина А.Г. Конвертация данных Landsat ETM+ в значения температуры на примере современных разломов Лено-Вилуйского водораздела.....	264
Котляров И.Д., Петров С.В. Учет рисков при геолого-экономической и стоимостной оценке месторождений.....	268
Кривошапкин И.И. Разломы кимберлитовых полей, выявленные по температурным полям (данные Landsat ETM+).....	271
Кутыгин Р.В. К вопросу о биполярном распространении пермских амmonoидей Северо- Востока Азии.....	273

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ОЦЕНОК ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ)

Адаров Т.Д.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск, atdsakha@rambler.ru

Одним из эффективных инструментов обработки грави- и магнитометрических данных является разделение потенциальных полей на локальную и региональную компоненты. Особый интерес при интерпретации геофизических данных вызывают локальные компоненты исследуемых полей, которые отражают строение близповерхностных геологических структур.

На территории Южного Верхоянья выявлено и разведано около 471 рудопроявлений и месторождений. Для определения геофизических критериев регионального прогноза золотого оруденения выполнена оценка значений локальных компонент магнитного и гравитационного полей для каждого известного оруденения. На рис. 1 и 2 представлены гистограммы распределения значений локальной составляющей потенциальных полей изучаемых золоторудных объектов.

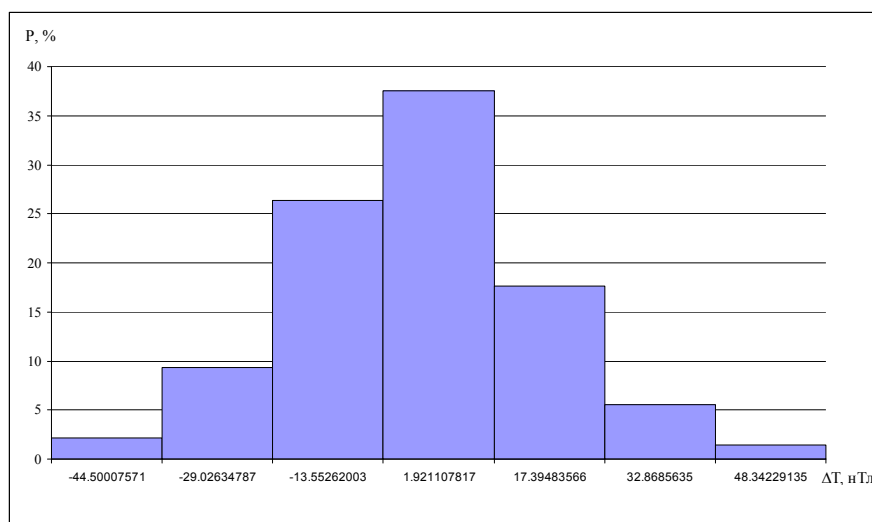


Рис. 1. Гистограмма значений локальной составляющей магнитного поля изучаемых золоторудных объектов

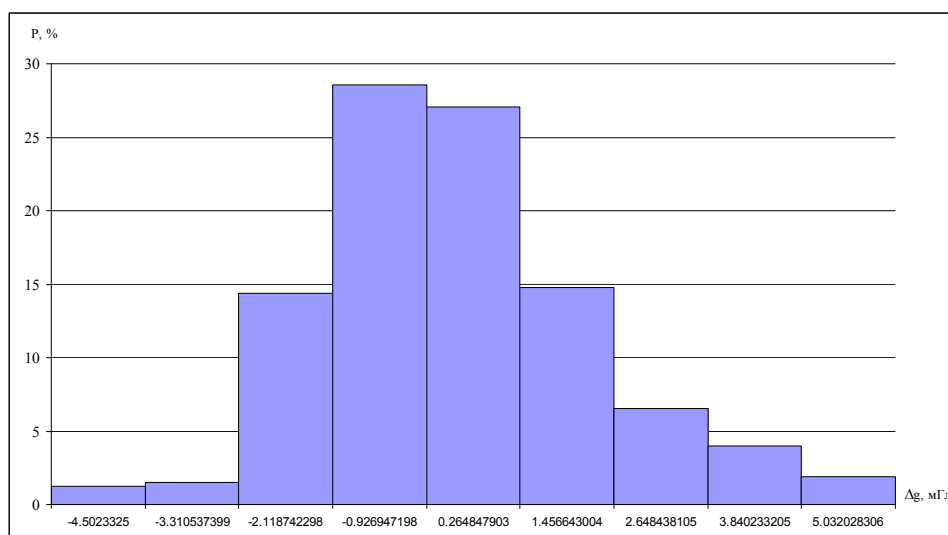


Рис. 2. Гистограмма значений локальной составляющей гравитационного поля изучаемых золоторудных объектов

В результате анализа статистических данных выявлено, что для гравитационного и магнитного полей математическое ожидание составляет 0.048 и -0.81, соответственно. Из рисунков 1 и 2 видно, что известные рудопроявления и месторождения Южного Верхоянья тяготеют к нулевым значениям локальных компонент гравитационного и магнитного полей. Размещение известных золоторудных объектов в областях нулевых значений геофизических аномалий, в геологическом отношении, показывает их приуроченность к разломным структурам и магматическим телам, которые вызывают нарушения эргодичности изучаемых полей. Установлено, что при выборе интервала двойного среднеквадратического отклонения значений локальной составляющей геопотенциальных полей вероятность попадания случайной величины известного оруденения равна 73,3% и 73,4%, соответственно. Данные интервалы выборки значений изучаемых данных являются одним из геофизических критериев регионального прогноза золотого оруденения. Другой прогнозный критерий – размещение золотого оруденения на расстоянии около 10 км от геофизических аномалий вызванных интрузивными телами. На основе выполненных исследований предложена схема перспективных площадей выявления золотого оруденения Южного Верхоянья (рис.3)

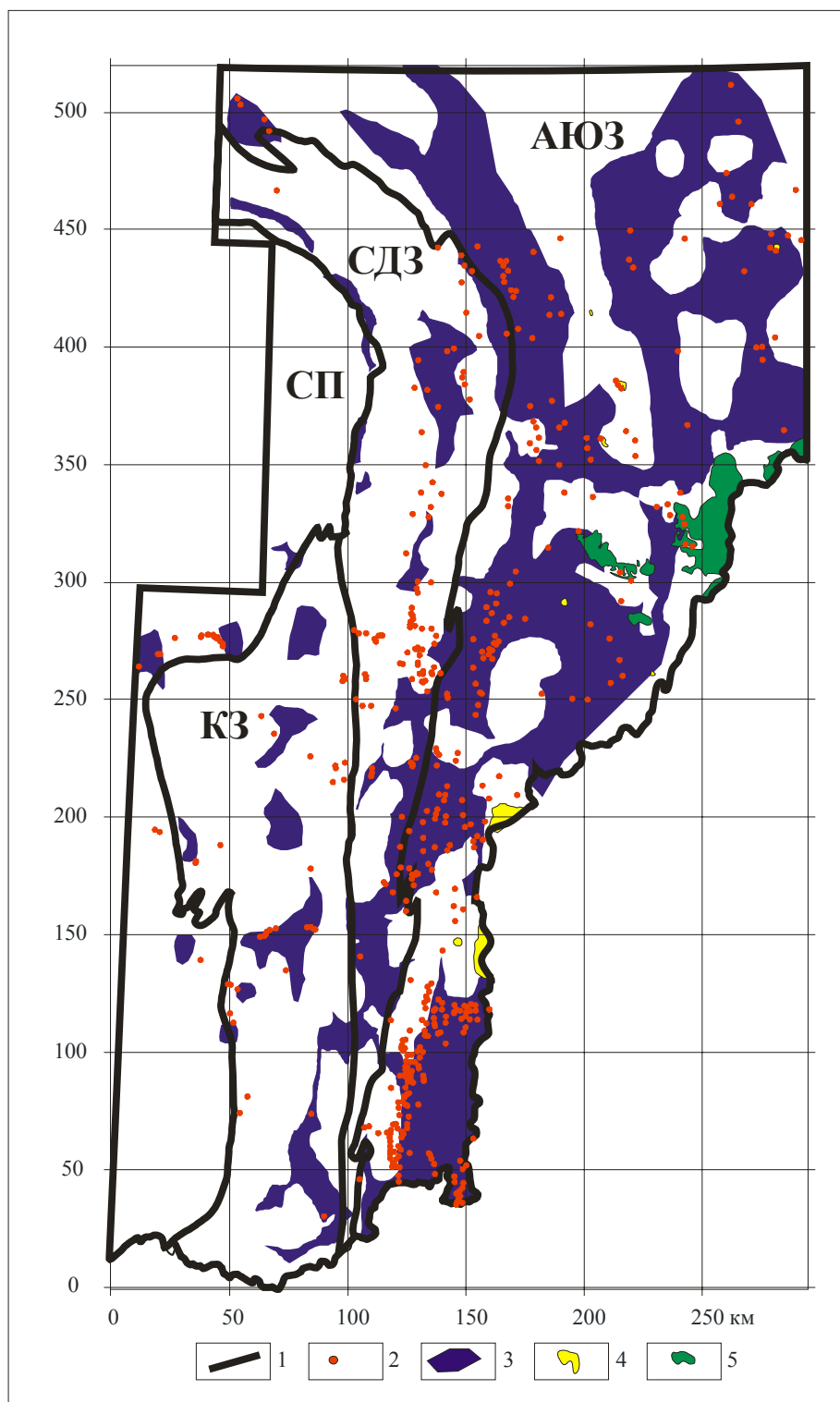


Рис 3. Схема перспективных площадей выявления золотого оруденения Южного Верхоянья.

1 –границы тектонических структур; 2 – месторождение и рудопроявление; 3 – перспективные площади для выявления золотого оруденения; 4 – гранитоидные массивы; 5 – субвулканические плутоны Куйдусунской впадины; СП – Сибирская платформа; КЗ – Кыллахская зона; СДЗ – Сетте-Дабанская зона; АЮЗ – Аллах-Юньская зона.

ВКЛЮЧЕНИЯ СУЛЬФИДОВ РОДИЯ В ВИЛЮЙСКОЙ ПЛАТИНЕ

Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

(jenny@igm.nsc.ru; zhmodik@igm.nsc.ru; bel@igm.nsc.ru)

На севере Якутской алмазоносной провинции платино-золото-алмазоносные комплексные россыпные месторождения известны давно. Среди них уникальными можно назвать вилюйские россыпи. Они отличаются мелкими размерами зерен, родистожелезистым составом платины и большими площадями распространения, не имеющими установленных коренных источников [3]. Экономическая перспективность таких россыпей, отсутствие однозначного ответа об их происхождении делает актуальным изучение геохимической и минералогической специфики Fe-Pt соединений. Особого внимания заслуживают включения минералов ЭПГ, широко проявленные в железистой платине вилюйского типа. Масштабы их распространения, взаимоотношения минеральных фаз между собой и их состав свидетельствуют об интенсивности развития постмагматических процессов, дают возможность оценить физико-химические условия образования и эволюцию многокомпонентных металлических систем.

Проведенные исследования показали, что вилюйскую изоферроплатину отличает присутствие в составе Rh (ср. сод. 5,22 вес.%), Ru (ср. сод. 2,11 вес.%) с двумя пиками по распределению концентрации Rh, что позволяет разделить её на две группы – высокородистую (Rh – 7,85 вес.%) и низкородистую (Rh – 2,1 вес.%). Примеси других ЭПГ, Cu и Ni незначительны (менее 0,5 вес.%). Наблюдаются значимые отрицательные парные корреляции Pt с Rh, Ru и Fe, что позволяет говорить об изоморфном замещении Pt. Изоферроплатина насыщена как мономинеральными, так и сложными многофазными включениями. Они чаще находятся в изоферроплатине, относимой к высокородистой группе (в 84% случаев). Их

состав, как правило, отражает преобладающую примесь в Pt-Fe соединениях. В первой высокородистой группе – это, прежде всего, родий, в меньшей степени рутений. Включения соответственно представлены минералами, относимыми к ряду Rh-S, Rh-содержащим тиошпинелям ЭПГ, сульфидам и арсенидам (Rh, Ru, Pt). Включения в низкородистой изоферроплатине характеризуются специфическим составом – в них гораздо меньше минеральных фаз, в состав которых входил бы Rh, зато присутствуют минералы других ЭПГ (василит $(Pd,Cu)_{16}S_7$, теллуриды Pd, сульфоарсениды Pt). Вероятно, постепенное повышение фугитивности серы приводит к тому, что на заключительных этапах формирования системы халькофильные платиноиды Rh, Ru, а позже и Pd постепенно связываются в сульфидные, позже арсенидные и теллуридные фазы и происходит выделение практически беспримесной платины.

Особый интерес представляет обнаружение во включениях всех известных природных минеральных соединений, относимых к системе Rh-S – боуита, кингстонита и миассита (прассоита). Присутствие родийсодержащих сульфидных фаз в изоферроплатине виллойского типа отмечалось и в работах предыдущих исследователей [3]. Однако из-за незначительного размера включений их анализ не проводился. Минераграфическое изучение с использованием высокоточного микроскопа AxioSkope.A1 (Karl Zess) с увеличениями $\times 30$ – $\times 500$, исследование с применением сканирующей микроскопии с термополевой эмиссией (TESCAN-MIRA3LMU) позволило установить химический состав подобных включений, взаимоотношение минеральных фаз между собой.

Боуит $(Rh, Ir, Pt)_2S_3$ образует в зернах изоферроплатины множественные ксеноморфные включения, либо ассоциирует с лауритом, купрородситом и родарсенидом (рис. 1). Размер зерен обычно 2-6 мкм, редко достигает 12 мкм. Следует отметить необычность состава изученного минерала – присутствие в нем Ru 10,2–12,65 мас.%; Fe до 3,76 мас.% и полное отсутствие Ir, характерного для боуита (табл. 1). В литературе похожий боуит с содержанием Ru до 7-8 мас.% описывается для россыпных месторождений Эквадора [4].

Таблица 1.

Химический состав сульфидов родия

Химический состав (вес. %)						
минерал	боуит		кингстонит		миассит	
Ru	12,54	10,3	0	0	2,2	0
Rh	45,41	50,02	57,04	59,2	67,3	59,94
Pt	2,7	2,6	3,33	2,5	2,4	3,35
Fe	2,05	3,75	0	4,48	1,65	4,26
Ni	3,46	1,74	5,24	2,37	1,56	4,05
Cu	1,22	2,2	1,68	1,53	1,46	1,73
S	28,93	30,99	26,99	27,99	21,69	21,95
As	0,29	0	0	0	0	0
сумма	96,6	101,6	94,28	98,07	98,26	95,28
Формульные количества						
	5 атомов на фор. ед.		7 атомов на фор. ед.		32 атомов на фор. ед.	
Ru	0,39	0,3	0	0	0,48	0
Rh	1,38	1,43	2,54	2,51	14,49	12,78
Pt	0,04	0,04	0,08	0,06	0,27	0,38
Fe	0,11	0,2	0	0,35	0,65	1,68
Ni	0,18	0,09	0,41	0,18	0,59	1,51
Cu	0,06	0,1	0,12	0,1	0,51	0,6
<i>сумма катионов</i>	2,16	2,16	3,15	3,19	16,99	16,95
S	2,83	2,84	3,85	3,81	15,01	15,05
As	0,01	0	0	0	0	0
<i>сумма анионов</i>	2,84	2,84	3,85	3,81	15,01	15,05

Кингстонит $(Rh, Ir, Pt)_3S_4$ является одним из редких сульфидов родия. В исследуемой изоферроплатине обнаружены включения минерала по стехиометрическому соотношению элементов близкого к кингстониту. Важным отличием является вхождение в структуру Ru (до 5 мас.%) и отсутствие Ir. Выявленная минеральная фаза может быть рутений содержащим аналогом кингстонита. В отраженном свете он обладает светло-буровато-серым цветом с металлическим блеском. Установленная минеральная фаза формирует мономинеральные включения неправильно формы, но гораздо чаще встречается в ассоциации с другими сульфидами. В литературе он описывается, как типичный минерал включений в изоферроплатине ультрамафических пород и россыпей платинового месторождения Юбдо (провинция Уоллега, Эфиопия) в ассоциации с Pt-

Fe соединениями, осмием, лаурином, боуитом, феррородситом, и купрородситом [2].

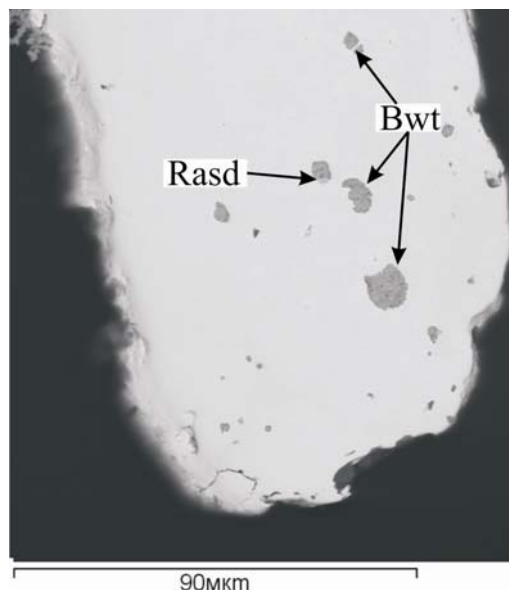


Рис. 1. Зерно изоферроплатины множественными включениями боуита (Bwt) (светло-серое) и родарсенида (Rasd) (очень светло-серое).

Третий представитель сульфида родия редкий и относительно новый минерал – *миассит* $Rh_{17}S_{15}$. В отраженном свете на фоне изоферроплатины светло-серый, чуть голубоватый. Полученные замеры химического состава и сделанные на их основе расчеты формульных количеств сопоставимы с литературными данными других исследователей и характеризуются атомным соотношением Rh/S близким к 1/1. Миассит образует мономинеральные включения (рис. 2) как мелкие, так и более крупные до 20-30 мкм. Реже ассоциирует с сульфидами: халькопиритом, пиритом, пентландитом и лаурином. В составе отмечается примесь Ru, Fe, Cu. Полученные данные соотносятся с результатами, описанными в литературе [1]. Таким образом, прослеживается интересная закономерность – сульфид с максимальным содержанием Rh не формирует сростаний с любыми другими Rh-содержащими сульфидами или сульфоарсенидами. Вероятно, это связано с тем, что весь, имеющийся в системе Rh связывается в миассите.

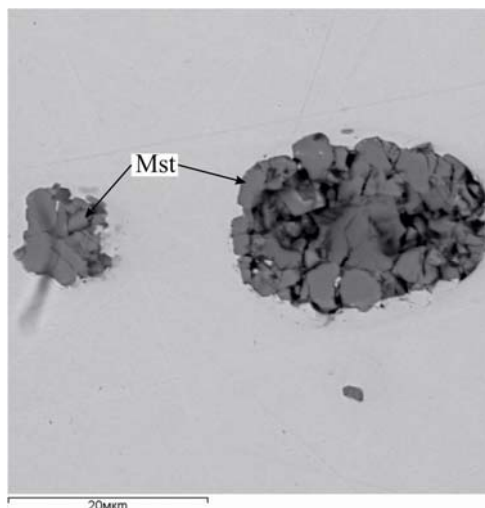


Рис. 2. Комковатые включения миассита (Mst) в зерне изоферроплатины.

Литература:

1. Бритвин С.Н., Рудашевский Н.С., Богданова А.Н. Миассит $Rh_{17}S_{15}$ – новый минерал из россыпи реки Миасс (Урал) // ЗРМО, 2001. № 2. С. 41-45.
2. Кудряшова В.И., Смольянинова В.Н. Новые минералы. LX. Интерметаллические соединения, сульфиды, селениды, сульфосоли //ЗРМО, 2006. № 6. С. 23-37.
3. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Из-во СО РАН, 2000. 183 с.
4. Weiser Th., Schmidt-Thome, M. Platinum-group minerals from the Santiago River, Esmeraldas Province, Ecuador // Canadian mineralogist, 1993. N 31. P. 61-73.

ВНЕДРЕНИЕ МЕТОДА ТРЕНИНГОВ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ ТЕХНИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ

Акимова Е.Д.

*СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск
ewdo.akimova@mail.ru*

Теоретические основы организации самостоятельной работы студентов (СРС). Проблема поиска оптимальных форм организации самостоятельной работы студентов в высшей школе является особенно

актуальной в связи с переходом высшего образования на двухуровневую систему обучения и подготовки компетентных специалистов. Исходя из поставленных задач, преподавателям необходимо перестроиться и искать наиболее эффективные формы обучения.

По мнению Фокина Ю.Г, Шемета О.В, и других исследователей научной организации СРС компетентность студента не бывает в готовом виде, его необходимо создать как продукт индивидуального творчества и саморазвития [3, 4]. Введение компетентного подхода в учебный процесс требует изменения в организации учебного процесса.

Опытно-экспериментальные работы по внедрению новых форм организации СРС. Анализ теоретических основ организации СРС [2] показал о необходимости проведения в первую очередь анкетирования и тестирования по опроснику К.Двека для определения психологической подготовленности и мотивации студентов к обучению.

Количество вопросов опросника – 40. Охват студентов – 100 %, (36 студентов группы ТиТР-16 студентов (специальность: технология и техника разведки МПИ), ГФ -20 студентов (специальность: геофизические методы поисков и разведки МПИ). В том числе: девушки- 5 юноши- 31

Все студенты в течение 15-20 минут ответили на все 40 утверждений. Сравнивая результаты сдачи экзамена и ответы студентов на утверждения опросника, я пришла к выводу, что мнения К. Двека справедливо правильные. Хорошую академическую успеваемость по результатам экзамена по дисциплине « Минералогия и петрография» (оценки 4 и 5) достигли студенты, имеющие повышенные баллы (цифры) по всем четырем утверждениям: наращивание интеллекта, обогащение интеллекта, цели обучения, самооценка обучения.

Результаты анализа полученных данных доказывают прямо пропорциональную зависимость академической успеваемости от наращивания интеллекта, мотивов и целей обучающихся (рис. 1).

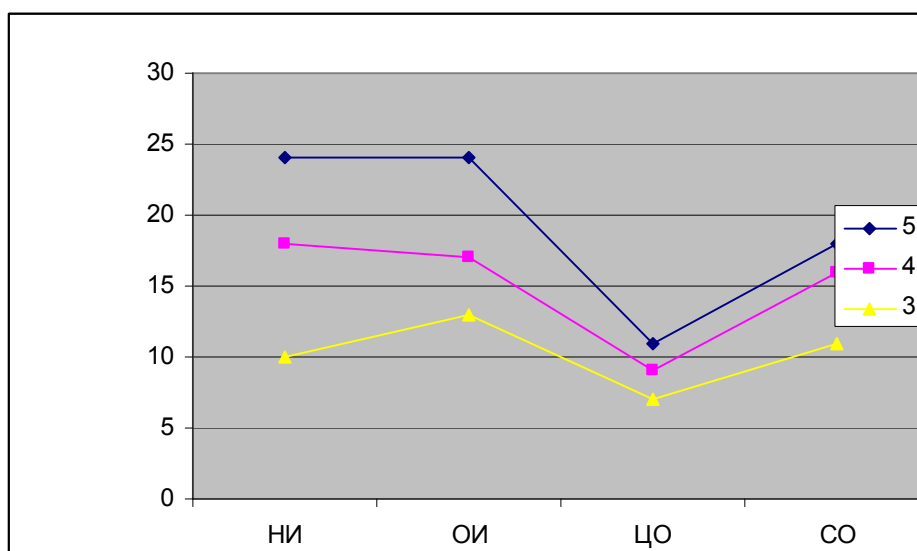


Рис 1. График зависимости успеваемости студентов от мотивации к учебе

Таким образом, по имплицитивной теории К. Двека, студенты обучаются в Вузах с разной целью. Одни ориентируются на результат (их интересует – качество оценки в зачетной книжке), а другие нацелены на обучение (получение качественных знаний). Отсюда, видно что, проводя эти исследования можно заранее установить и выявить наиболее заинтересованных в обучении студентов, с которыми можно заниматься индивидуально.

Экспериментальные работы по выбору методики и технологии организации СРС. Студенту-первокурснику в первый год обучения трудно адаптироваться в системе обучения в вузе. В отличие от школьного обучения, в вузе требуется самому стараться учиться. Тем более, когда школьник по требованиям среднего образования России привык к решению задач в виде тестов. Поэтому преподавателям первого курса необходимо помочь студентам адаптироваться и повысить уровень мотивации студента в обучении. Мотивация студента в обучении взаимосвязана с изменением самосознания студента. У студента возникнет желание познать и стремление учиться повысится в том случае, если он увидит конечный результат обучения. А это случится, если он начнет интерпретировать геологические материалы и применять знания на практике. Многолетний опыт преподавания геологических дисциплин (общая геология, минералогия и петрография, общая геологическая

практика первокурсников) показал, что наиболее оптимальной технологией организации СРС является системность и контроль выполнения заданий СРС по определенному графику. Одним из наиболее эффективных методов организации самостоятельной работы студента является метод тренингов.

Метод тренингов. Для проведения СРС необходимо подготовить презентации в программе Power Point с конкретными заданиями и условиями решения задач. Студент получает в электронном виде задание, достает лист бумаги, начинает думать, рисовать, отвечать на вопросы, учиться анализировать и интерпретировать геологические материалы. Предлагаемые задачи и упражнения различной сложности расширяют кругозор, улучшают восприятие заданной темы, повышают интерес к учебе, помогают приобретать навыки анализа и интерпретации геологической документации.

Для сравнения можно привести пример: студент во время одного лабораторного занятия знакомится только с методикой выполнения графической работы (составление геологического разреза, стратиграфической колонки), а сравнительный анализ и интерпретация геологической документации из-за нехватки времени не делает. Поэтому надо восполнить этот пробел с помощью организации самостоятельной работы в виде тренинга. За такое же время студент выполняет и решает 30 вариантов задания в упрощенной форме, в виде схемы. Решение задач и упражнений помогают студентам запомнить последовательность геохронологической шкалы, установить наличие перерывов в осадконакоплении, установить начало и конец тектонических движений, запомнить название тектонических дислокаций и других геологических терминов, установить время образования современного рельефа и денудационных процессов.

При этом студенты не будут заниматься механическим запоминанием, заучиванием различных терминологий, а смогут увидеть практическое применение этих знаний. При выполнении тренинга графических упражнений студент рисует карандашом, при этом работают рука и головной мозг одновременно, в результате чего развивается,

моторика и активно подключаются все отделы головного мозга, что усиливает запоминающие функции головного мозга.

Результаты проведения СРС (1-й курс, студенты группы ГФ, ТиТР):

- I задание (простое) выполнили- 100% студентов.
- II задание (средней трудности) выполнили – 68 % студентов
- III задание (повышенной трудности) выполнили – 18 % студентов

Результат применения тренинга:

-выявление наиболее способных студентов, с которыми можно дальше углубленно заниматься в специализированных кружках.

-закрепление теоретических знаний и приобретение навыков интерпретации геологических материалов.

Литература:

1. Граф В, Вернер А.Л. Основы организации учебной деятельности и самостоятельной работы студентов. М: МГУ.1981. – 79 с.
2. Основы педагогики и психологии высшей школы. М: МГУ. 1986. – 303 с.
3. Модификация опросников К. Двека в контексте изучения академических достижений студентов. Психологический журнал № 3 .2008 .
4. Фокин Ю.Г. Теория и технология обучения: Деятельный подход для педагогических вузов. Учебное пособие. 2005. – 81 с.
5. Шемет О.В. Дидактические основы компетентного подхода в Высшем профессиональном образовании. Педагогика, Волгоград № 10. 2009. С.16-22

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЛОВОНОСНОГО МЕТАСОМАТИЗМА КАК ОСНОВА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ЧАУНСКОМ РАЙОНЕ (ЧУКОТКА)

Алексеев В.И.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет), г. Санкт-Петербург, wia59@mail.ru

Чаунский район принадлежит Чукотскому террейну Олойско-Чукотского позднемезозойского орогенного пояса. Он сложен триасово-юрскими глинисто-терригенными породами Паляваамского мегасинклинория, прорванными многочисленными гранитоидными интрузиями. Крупные глубинные разломы определяют размещение интрузивов и оловянного оруденения [1, 2]. В состав района входят Пыркакайский и Северный рудные узлы. Первый из них известен богатейшими касситерит-кварцевыми штокверками, заключающими 270,8 тыс. т балансовых запасов олова и входящими в список 46 месторождений-супергигантов России [3], а перспективы Северного узла не ясны и являются главным предметом данного доклада.

Оруденение Северного узла связано в основном с мощными жильными зонами турмалиновых метасоматитов и представлено многочисленными рудопроявлениями касситерит-силикатной формации, локализованных в пределах одноименного массива биотитовых гранитов. Несмотря на расчлененность рельефа, хорошую обнаженность и проведенные поисковые работы, нижняя граница и вертикальная зональность оловянной минерализации не установлены, остается неясной степень оловоносности широко развитых грейзенов, хлоритовых метасоматитов и разнообразных жил. Одним из путей оценки перспектив и поисков оруденения района является использование петролого-геохимической модели рудно-метасоматических процессов и разработка на её основе критериев локального прогнозирования.

Анализ состава 3255 геохимических проб вмещающих пород, метасоматитов, жил и руд, отобранных в процессе специального геолого-геохимического картирования Северного узла, показал, что граниты района специализированы на Sn, Li и F (кларк концентрации > 5.0), а также на Be, Mo, Y, B, Yb, Sc (> 2.5). По отношению регионального кларка концентрации в оловоносных ($\text{Sn} \geq 0.1\%$) образованиях к кларку концентрации во вмещающих породах элементы располагаются в ряд, отражающий их роль в оловорудном процессе: активно концентрирующиеся Sn (242.2), B (26.7); соконцентрирующиеся Ag, Zn, Ge, Cu, As, W, In ($4.0 \div 1.5$); индифферентные Bi, Sb, Ge, Sc, Cr, Mn, Ga, La, Yb ($0.76 \div 1.41$); деконцентрирующиеся Be, P, Tl, Y, Pb, F, Ti, Zr, Li. Обращает на себя внимание резко различное поведение ключевых элементов оловорудных систем – бора и фтора. Бор, содержащийся в повышенном количестве в гранитах, накапливается в рудном процессе, а фтор – индикатор редкометалльного магматизма – разубоживается.

Факторный анализ методом главных компонент подтвердил антагонистическое поведение бора и фтора и позволил выявить главную тенденцию изученной гидротермально-рудной системы – геохимическое обособление борно-оловоносных турмалинитов и неоловоносных фтор-редкометалльных цвиттеров (гидротермально-рудный фактор F1, вклад 34.65%). Редкоэлементная ассоциация с участием фтора – W, Li, Nb, Tl, Be, Ga (нагрузка на F1 $+0.62 \div 0.93$) реализуется на дорудных стадиях. Она естественным образом противопоставлена рудной ассоциации, которая характеризуется отрицательными значениями факторных нагрузок (F1 – $0.34 \div 0.77$): Sn, B, Cu, Zn, Ag, Sb, Ge, In. В составе рудной ассоциации по значениям фактора зональности (F2, вклад 20.45%) выделяются три ассоциации элементов: нижнерудного сечения – Sc, In, Ge; верхнерудного сечения – As, Sb; надрудного сечения – Ag, Cu, Pb, Bi, Zn, Mn.

Геолого-петрографические исследования позволили выделить пять стадий гидротермального процесса: 1 – альбититовую, 2 – цвиттеровую, 3 – турмалинитовую (рудную), 4 – хлорититовую и 5 – аргиллизитовую [1]. В соответствии с составом и строением метасоматических колонок и

статистически устойчивых жильных парагенезисов среди продуктов каждой стадии были выделены метасоматические фации.

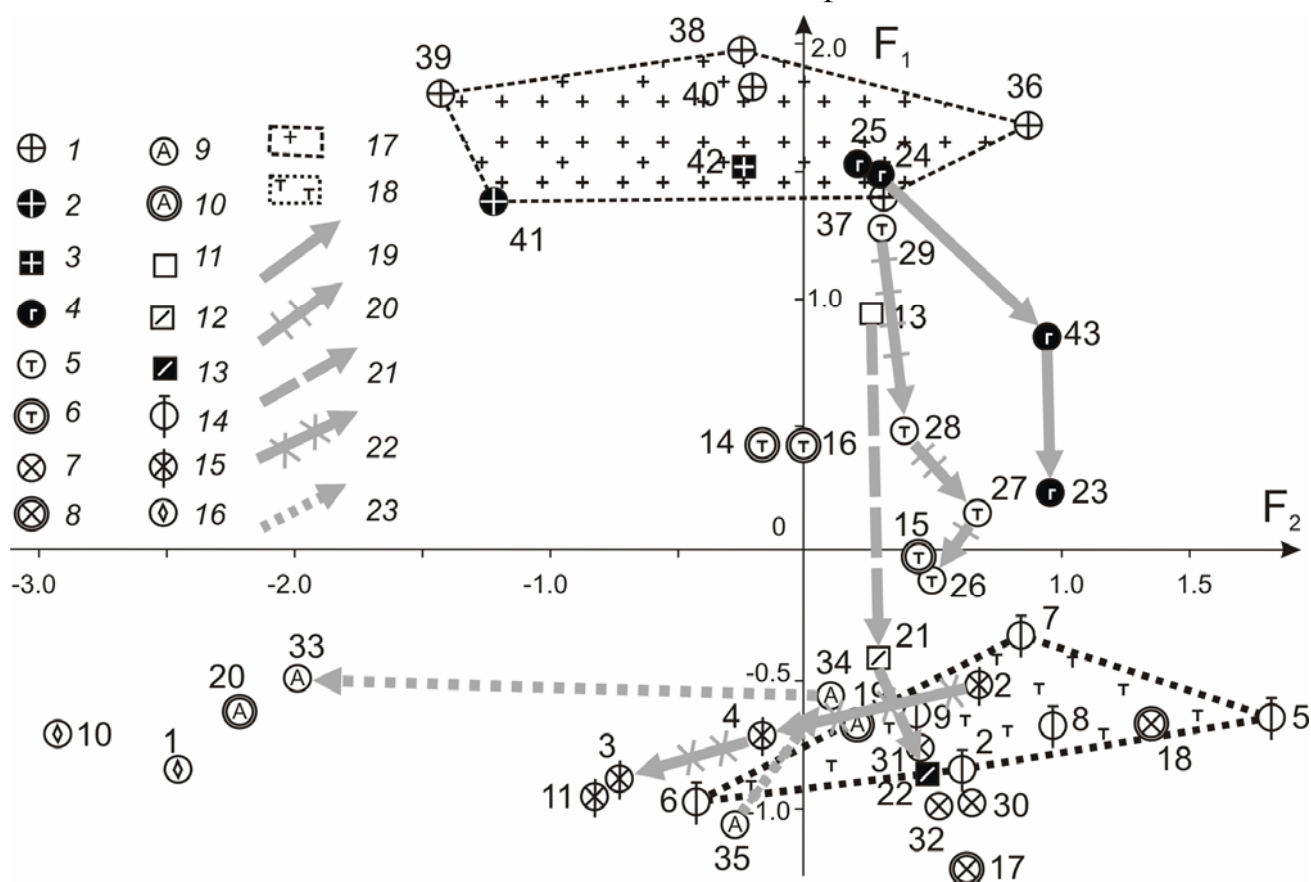


Рисунок. Петролого-геохимическая модель оловоносного метасоматизма.

1 – граниты, 2 – пегматиты, 3 – штокшайдеры, 4 – цвиттеры, 5 – турмалиниты, 6 – фации турмалинитов, 7 – хлорититы, 8 – фации хлорититов, 9 – аргиллизиты, 10 – фации аргиллизитов, 11 – граниты и метасоматиты без жил, 12 – жилы без боковых метасоматитами, 13 – жилы с боковыми метасоматитами, 14 – турмалинитовые жилы, 15 – хлорититовые жилы, 16 – аргиллизитовые жилы. 17-18 – поля гранитов и пегматитов (17), турмалинитов (18); 19-23 – петролого-геохимические тренды: грейзенизации (19), турмалинизации (20), жилообразования (21), хлоритизации (22), аргиллизации (23). Цифры на диаграмме: 1 – аргиллизитовые жилы; 2-4 – хлорититовые жилы – нонтронит-адуляровые (2), хлоритовые (3), нонтронитовые (4); 5-9 – турмалинитовые жилы – адуляровые (5), с турмалином-III (6), с турмалином-I (7), с касситеритом (8), с турмалином-II (9); 10-12 – граниты с прожилками аргиллизитовой (10), хлорититовой (11), турмалинитовой (12) стадий; 13 – граниты, не содержащие жил; 14-16 – турмалиниты – адуляровые (14), альбитовые (15), адуляр- и альбит-кварцевые (16); 17-18 – хлорититы – серицитовые (17), нонтронитовые (18); 19-20 – аргиллизированные граниты (19) и аргиллизиты (20); 21-22 – жилы со слабыми (21) и сильными (22) боковыми метасоматитами; 23 – грейзены; 24-25 – слабо грейзенизированные (24) и неизменные (25) граниты; 26-29, 30-32 и 33-35 – изменения турмалинитовой и хлорититовой стадий – соответственно сильные (26, 27, 30, 33), умеренные (28, 31, 34) и слабые (29, 32, 35); 36-38 – граниты биотитовые: главной (36), дополнительной (37) и жильной (38) фаз; 39-42 – литий-фтористые гранитоиды: альбитовые граниты (39), онгониты (40), пегматиты (41), штокшайдеры (42); 43 – цвиттеры.

Для 1200 наиболее типичных проб, выбранных по результатам геохимического анализа сводной совокупности, в компьютерный банк данных введена информация о типах и интенсивности изменений вмещающих пород, стадийной и фациальной принадлежности гидротермалитов. Сформированы 43 петрологические выборки, характеризующие все горные породы, участвующие в гидротермально-рудном процессе. С использованием факторного анализа всей аналитической совокупности оценены связи указанных выборок и разработана петролого-геохимическая модель, позволяющая обосновать тактику локального геохимического прогнозирования (рисунок).

Разработанная модель подтвердила намеченные геохимические закономерности рудно-метасоматической системы района и позволила выявить ряд петролого-геохимических тенденций. Тенденция дорудной грейзенизации выражена в увеличении содержаний Sn, W, Bi, As, F, Be, Ge, Yb при снижении – P, Ti, Ba, Tl, Ga. Тенденция синрудной турмалинизации – накопление Sn, B, As и вынос F, Li, Be, Zr, Ga, Y, Tl, Pb. Для оловорудных жил выявлена тенденция «стерилизации» поздних турмалин-кварцевых агрегатов от многих редких и рудных элементов (Ti, Mn, Ba, Sc, As, In, Ge и др.), по сравнению с ранними адуляр-кварцевыми турмалинитами. Аналогичная эволюция характерна для жил хлорититовой и аргиллизитовой стадий. Тенденции хлоритизации и аргиллизации геохимически подобны переходу от нижнерудного сечения к надрудному.

На основе предложенной модели разработаны критерии интенсивности и эрозионного среза оруденения, изучены пространственное распределение и перспективность поисковых участков. Сделан вывод о генетической связи оруденения касситерит-силикатной формации с редкометалльными литий-фтористыми гранитами.

Литература:

1. Алексеев В.И. Топазовые граниты и онгониты Чаунского рудного района (Чукотка) // Записки Горного института. 2011. Т. 194. С. 46–52.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

КИМБЕРЛИТ АНОМАЛИИ 4 (ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ)

Алтухова З.А.¹, Бабушкина С.А.^{1,2}, Опарин Н.А.¹

¹ *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
(altukhova2003@diamond.ysn.ru)*

² *СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск (ssta@list.ru)*

Аномалия 4 располагается в пределах Хомпу-Майского поля Якутского погребенного поднятия (рис. 1) и выполнена кимберлитом с порфировой структурой и неоднородной текстурой (рис. 2). На отдельных участках в составе кимберлита отмечаются мелкие (от 0,5х0,5 до 2,0–3,5х2,0–4,5 см) ксенолиты аргиллита (3,1х2,7 см), известняка (4,5х2,5 см), песчаника с косой слоистостью и текстура породы брекчиевая. При изучении вертикального разреза керна скважины установлено распространение тонких и линзовидных коротких (1,0х3,5 см) прожилков, определяющих карбонатизацию на локальных участках кимберлита.

В кимберлите серого и темно-серого цвета с четко выраженной порфировой структурой постоянно отмечаются реликты (5,0х4,0 см) включений темно-зеленого серпентинита, нередко с ильменитом, реже с зернами измененного граната в темно-зеленой келифитовой кайме. Включения окружены реакционными тонкозернистыми оболочками (0,4 см).

Макрокристы темно-зеленого флогопита размером 0,6–0,8х0,5 см и темно-серого, пластинчато-ленточного серпентина (от 0,8–1,3х0,8; 0,5х0,5–0,8 см) составляют примерно 12–20 об.%, вкрапленники (0,5–1,0 мм) – 35–45 об. %. Мегакристы (2,0х2,2 см) встречаются реже. Зерна ильменита часто окружены перовскитовой каймой. Макрокристы флогопита

интенсивно деформированы, не имеет четких контуров, часто образуют сростки. Периферийные части макрокрист (0,7х0,5 см) овальной формы выполнены мелкопластинчатыми выделениями слюды. Зерно окружено оболочкой частично окисленного магнетита и лейкоксенизированного перовскита.

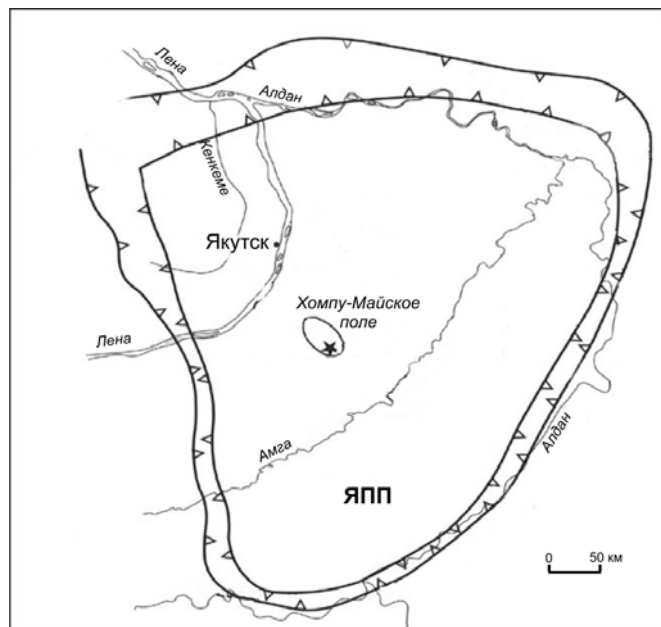


Рис. 1. Схема расположения Хомпу-Майского поля в пределах Якутского погребенного поднятия (ЯПП) по [2].

Матрикс мелкозернистый (0,1–0,3 мм) преимущественно слюдистого состава (70 об. %) с высоким содержанием мелких (0,05–0,01мм) идиоморфных квадратных зерен неизмененного и частично лейкоксенизированного перовскита и магнетита, мелких пластинок серпентина. Флогопит отмечается в виде узких удлиненных пластинок, их сростаний, либо удлиненно-волокнистых, хлоритизированных выделений.

Неоднородная текстура кимберлита обусловлена неравномерным распределением макрокрист в результате различной степени растворения включений серпентинитов. Начальная стадия их растворения проявляется образованием в их пределах мелкозернистых прожилков основной массы и последующим распадом зерна (рис. 2) на ксеноморфные фрагменты (0,3–0,5 см). В связи с этим для кимберлита характерно постепенное изменение размерности в ряду мега- макрокристы, вкрапленники и минералы основной массы.

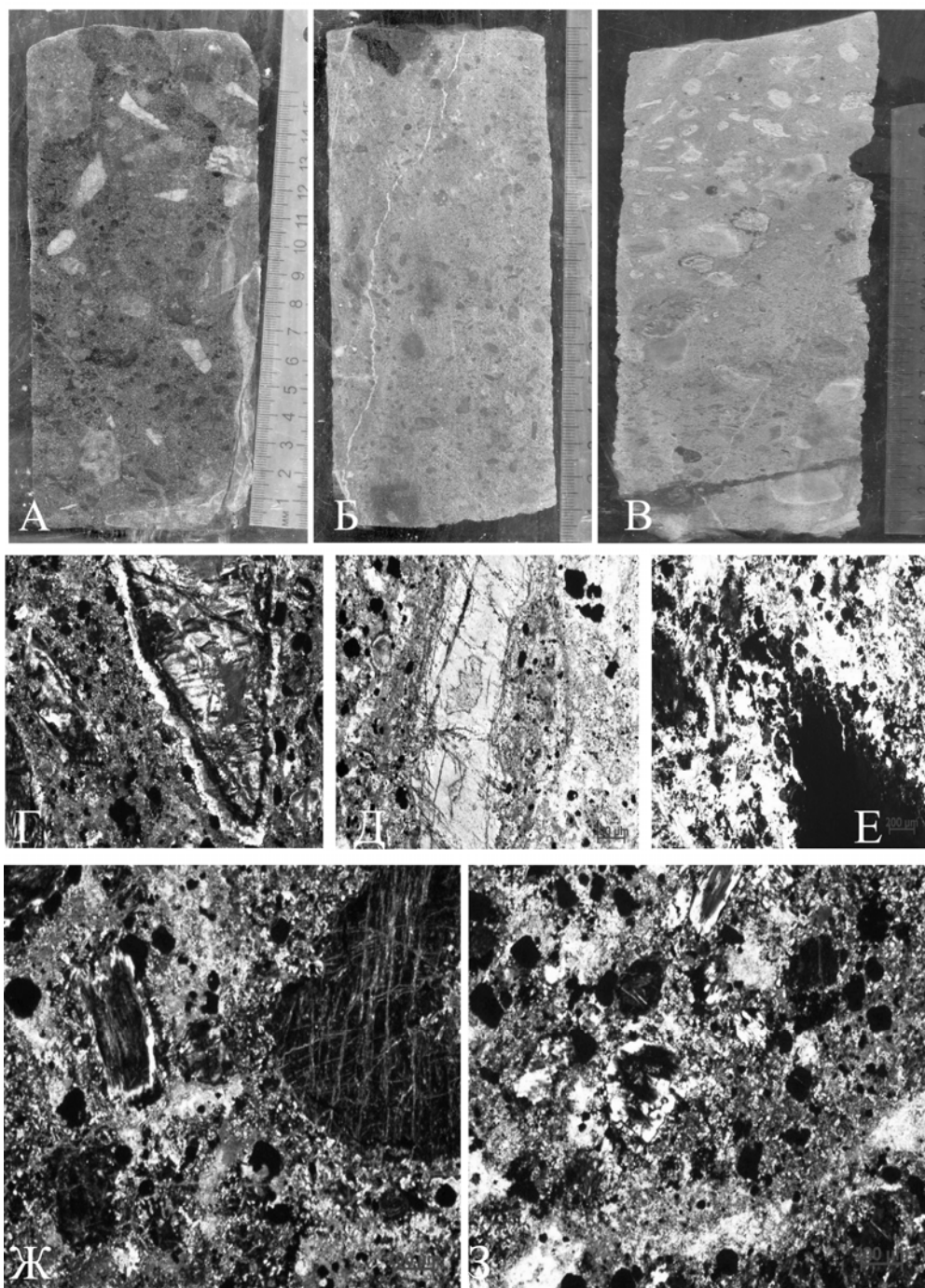


Рис.2. Структурно-текстурные особенности кимберлита Аномалии 4.

Образцы керна скважины: А – нечетко выраженная брекчиевая текстура, ксенолиты осадочных пород – 7 об.%; Б – кимберлит серого цвета с неравномерным распределением макрокристов и вкрапленников серпентина; В – крупнопорфировый кимберлит с обособлением мелкопорфирового.

Растворение макрокристов: Г – серпентина, Д – флогопита, Е – ильменита.

Ж, З, – мелкозернистая структура матрикса преимущественно слюдяного состава.

В результате вышеописанных процессов «разрушения» серпентинитов, в кимберлите выделяются участки – обособления с

нечеткими контурами мелкопорфирового (7,0х5,0 см), порфирового (8,0х6,0 см) и крупнопорфирового кимберлита.

Интенсивно карбонатизированная кимберлитовая брекчия на отдельных участках характеризуется нечетко выраженной автолитовой текстурой. Среди связующей карбонатной массы выделяются автолиты – реликты менее карбонатизированного матрикса округлой, овальной формы размером 1,0–2,0 см. Среди автолитов отмечаются ядерные образования. Ядрами являются зеленовато-серые макрокристы серпентина (0,8х0,5 см) с неровными очертаниями. Мощность оболочки – 0,1–0,3 см.

Разрез скважины, пробуренной по Аномалии 4, охватывает интервал от 116 до 136 м и представлен 10-ю химическими анализами (табл.). Рассчитанное количество некомпенсированной кремнекислоты [1] изменяется от 1,8 до 3,2. Это свидетельствует о неименности или очень слабой гипергенной преобразованности данных образцов. По содержанию главных петрогенных элементов они являются типичными кимберлитами, вариации составов которых определяются в основном соотношением MgO, CaO и SiO₂, что отражает пропорции силикатной и карбонатной составляющих кимберлитовой магмы (рис. 3).

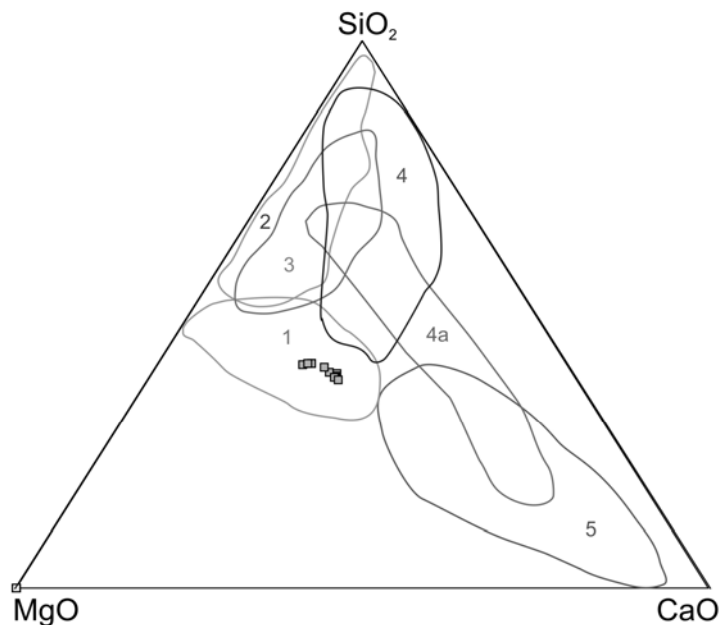


Рис. 3. Соотношение SiO₂, MgO и CaO в породах Аномалии 4

Оконтурены поля: 1 – кимберлиты; 2 – лампроиты Австралии; 3 – лампроиты Алдана; 4 – лампрофилы мира, в т.ч. 4a – дамкьерниты; 5 – карбонатиты и карбонатитовые брекчии Восточного Анабара.

Таблица

Особенности химического состава кимберлитов Аномалии 4

№ образца	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
глубина, м	116-126							126-136		
SiO ₂	23,99	24,05	24,46	24,22	24,97	26,15	26,93	25,96	26,8	26,89
TiO ₂	3,89	3,82	3,71	3,9	3,48	3,86	3,82	3,98	3,89	3,83
Al ₂ O ₃	2,63	2,42	2,21	2,2	2,62	2,32	2,62	2,27	2,33	2,32
Fe ₂ O ₃	6,34	6,33	6,63	5,15	5,23	6,43	5,43	5,31	5,27	5,65
FeO	3,27	3,16	3,07	2,95	3,19	3,13	3,36	3,44	3,69	3,41
MnO	0,09	0,09	0,1	0,34	0,09	0,09	0,09	0,12	0,13	0,09
MgO	20,82	21,27	21,66	21,9	22,39	23,44	24,99	22,8	24,01	24,46
CaO	16,38	16,49	15,88	17,48	17,22	14,13	13,78	15,64	14,36	14,11
Na ₂ O	0,14	0,06	0,36	0,02	0,03	0,54	0,03	0,03	0,06	0,04
K ₂ O	1,79	1,71	1,83	1,25	1,39	1,43	1,64	1,63	1,59	1,69
H ₂ O ⁺	5,48	5,67	5,67	6,02	6,46	6,07	6,98	6,9	6,62	6,82
P ₂ O ₅	1,35	1,15	1,35	1,15	1,06	1,11	1,14	1,18	1,16	1,19
CO ₂	13,08	13,09	12,6	12,58	11,38	10,88	8,74	9,92	9,4	8,67
Li ₂ O	0,0097	0,0095	0,0119	0,0066	0,0067	0,0122	0,0056	0,0062	0,0114	0,0066
Rb ₂ O	0,0081	0,0081	0,0091	0,007	0,008	0,007	0,008	0,008	0,003	0,008
S	0,1	0,09	0,13	0,3	0,16	0,13	0,13	0,18	0,16	0,13
F	0,4	0,39	0,4	0,36	0,32	0,4	0,34	0,38	0,34	0,36
Сумма	99,59	99,65	99,92	99,69	99,86	99,96	99,88	99,59	99,67	99,52
Q	2,1	2,0	1,8	3,0	2,9	3,2	2,1	2,9	2,9	2,4
CaO/MgO	0,79	0,78	0,73	0,80	0,77	0,60	0,55	0,69	0,60	0,58

По содержанию оксида титана кимберлиты Ан-4 относятся к высокотитанистым разностям – 3,48–3,98 мас.%. Количество FeO-общ. колеблется от 8,42 до 9,7 мас.%. По содержанию K₂O (1,25–1,83 мас.%) все образцы относятся к высококалиевой разновидности.

Литература:

1. Василенко В.Б., Ротман А.Я., Кузнецова Л.Г. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика интенсивности постмагматического изменения кимберлитов Якутии и Африки // ВЕСТНИК ВГУ, СЕРИЯ: ГЕОЛОГИЯ, 2008, № 1. С. 34–46.
2. Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А. Срединно-Якутский Рамп: концентратор оруденения кратонного типа – Якутское погребенное поднятие (ЯПП) // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы всероссийской научной конференции. 27-30 сентября 2011 г. – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011. Т.1. С. 84–90.

RV-SR ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ АЛМАЗОНОСНОСТИ АВТОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

Алтухова З.А., Зайцев А.И.

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

altukhova2003@diamond.ysn.ru

Автолиты, как «включения кимберлита в кимберлите», характеризуются широкими вариациями размеров, разнообразием текстурно-структурных особенностей, различным характером их контактов с вмещающей породой и являются производными той же магмы, из которой формировались кимберлиты. Они отражают этапы формирования, внедрения кимберлитовой магмы и режима летучих компонентов. Среди автолитов выделяются ядерные образования с афировой оболочкой и безъядерные. Ядерные автолиты широко распространены в приповерхностных и приконтактных частях трубок и имеют размеры 3-5 см в диаметре. Ядра автолитов чаще всего представлены мега- (10-15 мм) и макрокристаллами (5-8 мм) серпентинизированного оливина, вкрапленниками пикроильменита, мелкими ксенолитами (1-3 см) осадочных и метаморфических пород. Реже встречаются крупные (50-70 см в диаметре) аналоги ядерных автолитов афировые автолиты овальной формы, в составе которых ядра незаметны. Афировые оболочки (1-5 см) и афировые крупные автолиты (диаметром 50-70 см) в трубке Удачная характеризуются отсутствием либо очень низким содержанием (до 5 об. %) вкрапленников (>1.5 мм) псевдоморфоз серпентина по оливину, граната, ильменита, ураганным содержанием магнетита в тяжелой фракции и присутствием мелких кристаллов алмаза. Среди гранатов преобладают альмандины (50-60%). Афировые оболочки ядерных и афировые автолиты характеризуются соответственно убогой и низкой алмазоносностью.

Безъядерные автолиты характеризуются широкими вариациями размеров, разнообразием структурных особенностей и различным

содержанием алмаза и минералов тяжелой фракции. По содержанию и размерам порфировых выделений частично или полностью серпентинизированного оливина выделены соответствующие структурные разности: крупнопорфировые (вкрапленник с размером 4-7 мм составляют 20-30%), порфировые (крупные вкрапленники – 10-15%), мелкопорфировые (размеры вкрапленников – 2-3 мм), афировые (размер зерен < 1 мм). Среди них выделены высоко-, средне- и низкоалмазоносные автолиты. Характер и степень алмазоносности автолитов трубки Удачная рассмотрены в работе [1].

Высокоалмазоносные автолиты трубки Удачная-Западная и оливинсодержащие – из трубки Удачная-Восточная содержат более крупные кристаллы алмаза ($-16 +8$), чем вмещающие их брекчии, в их составе в 3 раза выше содержание алмазов класса $-2 +1$ и в 7 раз – алмазов класса $-0,5+0,25$, $-0,25 +0,12$ [1]. Среди алмазов отмечается высокое содержание целых кристаллов, и высокое содержание в высокоалмазоносных автолитах и серпентинизированном перидотите кристаллов алмаза переходной формы, вероятно за счет воздействия агентов серпентинизации, нивелирующих первичный габитус [4].

Среднеалмазоносные крупнопорфировые автолиты характеризуются максимально высоким содержанием оливина, гранатов, ильменита, среди которых нередко встречаются обломочные формы. Среди алмазов преобладают (60%) кристаллы с протемагматическими сколами, что может свидетельствовать об интенсивном проявлении катаклаза.

Селективное изучение параметров Rb-Sr систем (табл. 1), используя методику выщелачивания [2], в валовом составе, силикатной (СФ) и карбонатной фракциях (КФ) различных автолитов трубки позволило выявить широкие вариации содержаний Rb, Sr и величин первичного отношения Sr (I0). Так в валовом составе содержания Rb варьируют от 3,65 до 18,8 ppm, Sr – в интервале 22,49-137,25 ppm, а величины первичного изотопного состава Sr – от 0,7047 до 0,7095. В СФ автолитов увеличивается содержание Rb (4.72-24.3 ppm) и сильно понижается количество Sr (4.72-24.3 ppm). Карбонатная фракция в автолитах представлена в широких пределах – от 22,7 до 56,25% и содержит относительно высокое

содержание Sr (87,78-319,38 ppm), обуславливая его основную долю в валовом составе автолитов. Так как параметры Rb-Sr системы автолитов во многом определяются минералогическими особенностями пород они, вероятно, могут иметь прямую или опосредованную связь с алмазонасностью этих пород, как это было ранее показано на усредненных данных по кимберлитам различной степени алмазонасности Далдынского поля [3], в состав которого входит и трубка Удачная. Для автолитов трубки Удачная намечается ряд отчетливых тенденций связи параметров их Rb-Sr системы и степенью алмазонасности пород (таблица 1). Как и для кимберлитов Далдынского поля наблюдается четкая отрицательная зависимость между содержаниями Rb в валовом составе и в СФ автолитов и прямая связь между первичным изотопным составом Sr с алмазонасностью образцов (рис. 1). В тоже время в отличие от кимберлитов Далдынского поля автолиты трубки характеризуются отрицательной тенденцией между содержаниями Sr и алмазонасностью пород (менее отчетливо для Sr в СФ). Это подтверждает ранее высказанное предположение о различном характере субстратов при образовании кимберлитовых брекчий, основанное на минералогическом изучении и составе минералов (и особенно гранатов) автолитов [1]. Наличие обратной связи между Sr в породе (и ее аликвотах) и их алмазонасностью может свидетельствовать как о различных источниках элемента в автолитах, так и о возможном влиянии карбонатизации пород на изменение их алмазонасности.

Различная степень алмазонасности автолитов, отличие их по составу гранатов и вариации возраста обусловлена гетерогенным составом исходного субстрата, различной степенью его плавления в процессе формирования и внедрения кимберлитовой магмы.

Глубинные ксенолиты представляют собой продукты эволюции литосферной мантии. Первичную алмазонасность пород определяют различная степень переработки мантийного вещества при воздействии поднимающегося мантийного диапира.

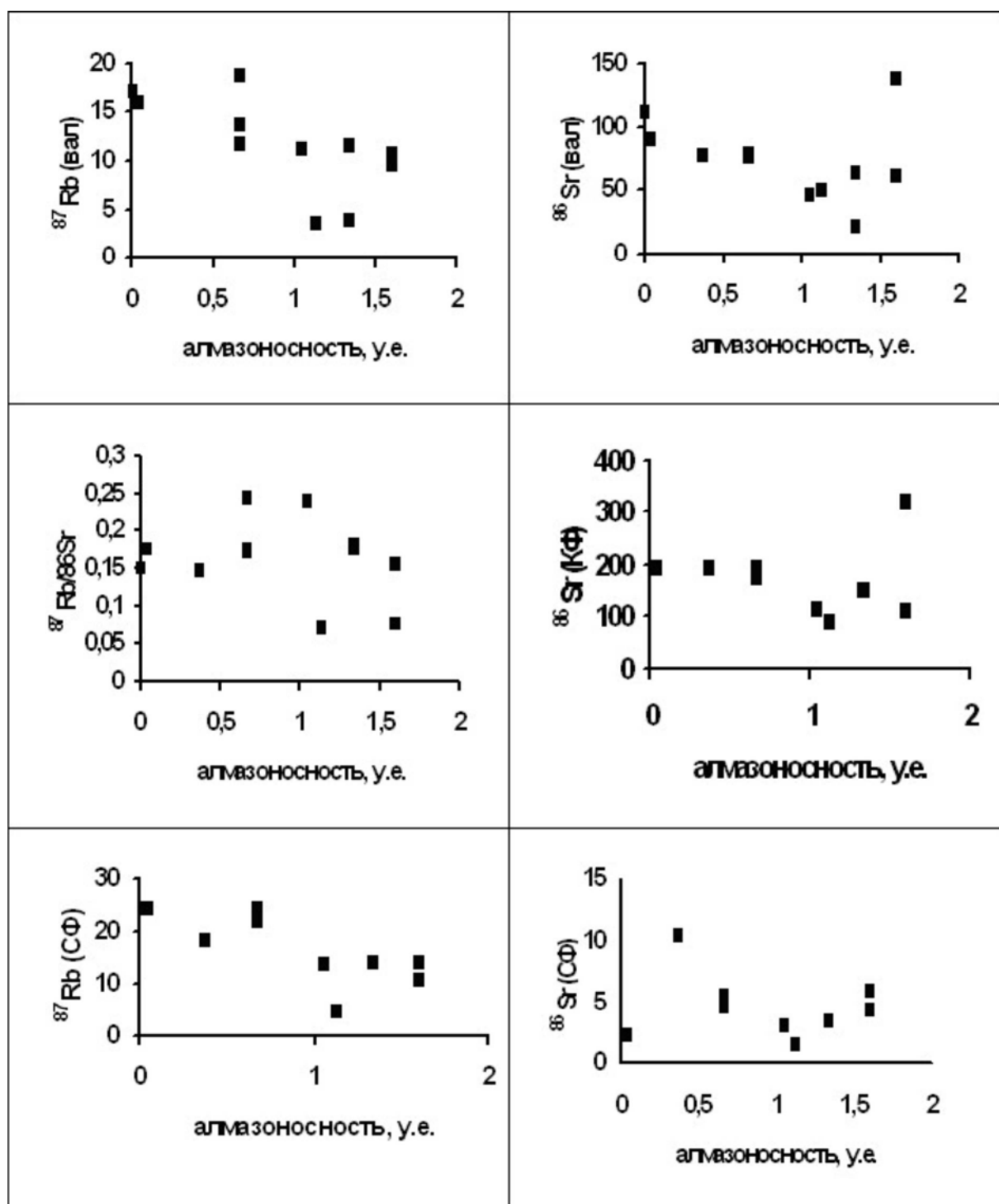


Рис. 1. Характер зависимости параметров Rb-Sr систем автолитов трубки Удачная и их алмазности.

Таблица 1

Результаты Rb-Sr анализа автолитов кимберлитовых трубок Якутии

№ обр	Порода	87Rb	86Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	T, млн. лет	Ю
трубка Удачная –Восточная							
Ув-2395	Автолит афировый, алмазоносный, 1,13 к/т	3,6461	50,2675	0,0717	0,7070	371±1	0,70660 ±3
	СФ	4,7246	1,5064	3,1003	0,7230		
	КФ (56,52%)	2,8164	87,7787	0,0317	0,7068		
Рс-1608	Обособление в КБМ (алмазоносность не определялась)	16,7994	37,3484	0,4446	0,7069	345±2	0,70473 ±5
	СФ	24,8138	8,4911	2,8887	0,7189		
	КФ (35,70 %)	2,3635	89,3239	0,0247	0,7048		
трубка Удачная -Западная							
УЗ-1679	Афировая оболочка ядерного автолита. Ядро - ксенолит осадочной породы, алмазоносный (0,04 к/т)	15,8328	89,4826	0,1749	0,7075	361±2	0,70660 ±2
	СФ	24,2457	2,278	10,521	0,7606		
	КФ (46,17%)	6,0241	191,1552	0,0312	0,7068		
УЗ-1880	Включение м/порфиrowого кимберлита, не алмазоносный (?)	13,7319	78,6398	0,1726	0,7077	362±1	0,70680 ±3
	СФ	22,0059	5,5283	3,9348	0,7271		
	КФ (44,17%)	3,2737	171,0513	0,0189	0,7069		
УЗ-142	Включение м/порфиrowого кимберлита, алмазоносный (0,67 к/т)	11,7406	78,01497	0,1488	0,7074	452±2	0,70640 ±2
	СФ	18,2944	10,5063	1,7212	0,7175		
	КФ (48,26%)	4,7142	150,3917	0,031	0,7066		
УЗ-1779	Автолит с порфирами оливина, не алмазоносный (?)	17,0983	112,2875	0,15052	0,7068		
УЗ-1717	Включение порфиrowого кимберлита, алмазоносный, 1,34 к/т	3,999	22,4932	0,1757	0,7105		
Уз-1274	Автолит мелкопорфиrowый, алмазоносный (0,67 к/т)	18,8048	76,3359	0,2435	0,7072	389±1	0,70585 ±4
	СФ	24,3038	4,5995	5,2232	0,7348		
	КФ (42,70%)	11,4256	172,6004	0,0654	0,7062		
УЗ-1671	Включение порфиrowого кимберлита, алмазоносный, 1,34 к/т	11,6508	64,2693	0,1792	0,7077	384±3	0,70672 ±4
	СФ	14,1124	3,4226	4,0759	0,729		
	КФ (41,73%)	8,2135	149,2331	0,0544	0,707		
УЗ-334	Включение порфиrowого кимберлита, алмазоносный, 1,60 к/т	10,6870	137,254	0,077	0,7089	360±1	0,70850 ±2
	СФ	10,7538	4,395	2,4187	0,7209		
	КФ (42,18%)	10,5954	319,376	0,0328	0,7087		
Уз-132	Включение порфиrowого кимберлита, алмазоносный, 1,60 к/т	9,5614	61,5369	0,1536	0,7083	486±1	0,70720 ±3
	СФ	14,0453	5,9819	2,321	0,7233		
	КФ (52,49%)	5,5029	111,8211	0,0486	0,7076		
Уз-22	Включение порфиrowого кимберлита, алмазоносный, 1,05 к/т	11,2172	46,4038	0,239	0,7095	367±1	0,70820 ±2
	СФ	13,5126	3,0973	4,3125	0,7308		
	КФ (38,62%)	7,569	115,2322	0,0649	0,7086		
Рс-1698	Обособление в КБМ (алмазоносность не определялась)	8,7471	65,2618	0,1325	0,7063	379±1	0,70558 ±5
	СФ	10,4910	32,6146	0,3180	0,7073		
	КФ (22,90%)	2,875	175,1790	0,0162	0,7057		

Литература:

1. Алтухова З.А., Зайцев А.И. Алмазоносные и не алмазоносные автолиты в трубках Якутской кимберлитовой провинции // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона . 2011. Т.1. С. 219-224.
2. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии.–Якутск,1992.
3. Зайцев А.И., Смелов А.П. Rb-Sr систематика различной степени алмазоносности кимберлитовых трубок Далдынского кимберлитового поля (Якутия) // Отечественная геология. 2012. № 5. С.81-89.
4. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука. 1984.

ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЫНЫКЧАНСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО ПОЛЯ (В.ЯКУТИЯ)

Анисимова Г.С.¹, Лыткин С.Ф.²

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

²*ООО «Заря+М», г. Якутск*

Ыныкчанское рудно-россыпное поле входит в состав Юрско-Бриндакитского рудного района Аллах-Юньской металлогенической зоны. Описываемое поле более известно россыпными месторождениями по руч.Ыныкчан и его притоков (Заря, Марь, Тарагай, Наш), данные по которым хорошо освещены в литературе [4, 5]. По результатам изучения этих авторов в россыпях присутствует две разновидности золота: соломенно-желтое – высокопробное (843-871‰) и зеленоватое – низкопробное (754-795‰), для которых В.П. Самусиков [4] предположил два типа коренных источников: низкопробное Au связано с минерализованными зонами дробления, а высокопробное – с пластовосекущими кварцевыми жилами и прожилками.

Ыныкчанское поле в пространственном отношении тесно сопряжено с Маринским рудным полем, на территории которого в последнее время прогнозируется крупное золотое оруденение кварц-сульфидной формации

[3].Приводимое нами рудное поле расположено в бассейне среднего течения руч.Ыныкчан, левого притока р.Аллах-Юнь и находится южнее (8-10 км) Маринского поля. При проведении геологоразведочной траншеи на полигоне россыпного месторождения руч.Ыныкчан вскрыта **новая точка рудной минерализации**. В полотно траншеи песчаники с маломощными прослоями алевролитов (глинистых сланцев) суркечанской свиты верхнего отдела карбона сложены в синклинальную складку субширотного (аз.285°) простирания с углами падения крыльев складки 30-45°, при этом отмечается более крутое (до 40-45°) падение северного крыла. В ядре этой синклинали наблюдается **зона интенсивного смятия**, представленная перетертыми до глины желтого, белесого и синевато-серого цвета алевролитами, мощностью до 0,2 м, хорошо выдержанная по простиранию. Параллельно зоне смятия отмечаются зонки дробления и прожилкования с лестничными кварцевыми жилами. Породы в зонах дробления брекчированы, сцементированы кварцевым, кварц-карбонатным материалом с сульфидами: пиритом, реже галенитом, сфалеритом. Содержание сульфидов в цементе достигает 5-10%, а в обломочном материале (песчаниках) до 5%. Кварц-карбонатная жила мощностью до 0,4-0,6 метров «растущена» в результате более поздних подвижек взбросо-сдвигового характера субширотного направления. Азимут простирания фрагментов жилы практически одинаков и составляет 35-38°. Падение жилы, предположительно, вертикальное или близкое к вертикальному, прослежена на расстоянии 40-45 метров, при этом наблюдаются раздувы и сужения (выклинивания). Наибольшая мощность отмечается в песчаниках. Жила сопровождается серией маломощных (от нитевидных до 1-1,2 см) прожилков аналогичного состава, создавая зону прожилкования.

Руды представлены вкрапленной, прожилково-вкрапленной текстурами. Сульфидность руд не превышает 1-3%. Рудные минералы - пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, реже халькопирит, фрейбергит, пирротин. Спорадически отмечается самородное золото и теллуриды Ag и Sb. Жильные минералы - кварц, анкерит и железистый доломит, серицит, хлорит. Отмечается пиритизация вмещающих пород.

Форма выделений *пирита* и *арсенопирита* гипидиоморфная и аллотриоморфная. Иногда в пирите отмечаются вкрапления самородного золота и выделения фрейбергита. Состав пирита стехиометричен, в некоторых пробах обнаружены ощутимые концентрации Zn (до 2%), реже присутствуют Co, Ni и Pb. Состав арсенопирита не отличается от теоретического, наблюдаются незначительные концентрации Co, Sb.

Галенит преобладает над остальными минералами и в виде включений содержит пирит, сфалерит, халькопирит, гессит, штютцит, бенлеонардтит и цнигриит. Последние минералы отвечают за примеси серебра (до 0,77%), редко сурьмы (до 0,29%) (табл.1).

Сфалерит отмечается всегда в парагенезисе с галенитом и содержит интенсивную эмульсионную вкрапленность халькопирита. В сфалерите встречается самородное золото в тесной ассоциации с пиритом. По содержанию Fe состав сфалерита данного участка варьирует от клейофана до марматита (табл.1). Высокожелезистые (>7%) сфалериты также более кадмиеносны (более 1%). Из других примесей можно отметить германий, концентрация которого в одной пробе достигает 1,37%. Cd и Ge могут быть представлены микро – нановключениями минералов этих элементов, возможно гринокита (CdS).

Таблица 1.

Химический состав минералов

Минералы	Fe	Cu	Zn	Pb	Ag	Sb	Ge	Cd	Te	S	Сумма
Галенит				85.37	0.77	0.29				13,28	99.71
Сфалерит I	6.10		58.69				0.67	0.95		33.18	99.60
Сфалерит II	2.49		61.96				1.37	0.01		33.26	99.09
Фрейбергит	2.58	25.96	5.04		16.3	25.56				24.12	99.57
Бенлеонардтит					63.83	9.25			18.34	7.55	98.96
Цнигриит					61.71	7.91			24.52	5.47	99.61
Штютцит					58.95				40.72		99.68
Гессит					63.88				37.26		101.13

Халькопирит преимущественно образует эмульсионную вкрапленность и включения в сфалерите, редко отмечаются самостоятельные выделения в кварце. Состав халькопирита, ассоциирующего со сфалеритом, характеризуется повышенными содержаниями цинка (до 3,38%) и примесью свинца (до 0,23%).

Блеклая руда встречается в парагенезисе с пиритом или развивается по трещинкам катаклаза пирита. По составу блеклая руда близка к

высокосурьмянистой (30.72%) разновидности с ощутимыми концентрациями Ag (10.57-17.61%) и может быть отнесена к фрейбергиту (табл.1).

Единичные выделения *теллуридов серебра* (штютцит, гессит) овальной, таблитчатой, удлиненной форм наблюдаются в галените, а также в виде самостоятельных выделений в кварце вблизи галенита (табл.1).

Редкие минералы - *сульфотеллуриды* Ag и Sb обнаружены в парагенезисе с теллуридом Ag во взаимном прорастании и заключены в галенит. По составу минералы соответствуют бенлеонардтиту и цнигрииту (табл.1).

Самородное золото найдено в парагенезисе с пиритом и включено в сфалерит. Форма выделений ксеноморфная, удлиненная, прожилковидная. Редко отмечаются выделения в кварце. Проба самородного золота колеблется от 620-722‰, т.е. соответствует низкопробной разности (табл.2). Ощутимые концентрации железа (до 3,27%), скорей всего, объясняются очень тесной ассоциацией золота с пиритом. Примесь ртути (до 0.46%) в самородном золоте соответствует таковой соседних месторождений (Задержнинское, Широкинское).

Таблица 2.

Химический состав самородного золота

N	№пробы	Компоненты. мас.%					Сумма	Проба. ‰
		Ag	Hg	Au	Cu	Fe		
1	001А-СТП	31.68	0.00	67.98	0.00	0.42	100.09	679
2		31.66	0.10	68.73	0.03	0.39	100.92	681
4		34.28	0.03	62.85	0.00	0.90	98.06	641
7		33.82	0.08	65.98	0.02	0.09	99.99	660
8		34.98	0.26	65.48	0.00	0.12	100.84	649
9		34.46	0.04	64.31	0.02	0.24	99.06	649
16		26.93	0.07	71.61	0.00	0.63	99.24	722

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на рентгено-спектральном микроанализаторе «Сатебах-micro» при следующих условиях: напряжение – 20 кВ. ток – 17 нА; аналитические линии: Ag. Au – Lα; Эталоны: HgTe – Hg. Te; Au - 750‰; Ag – 100%. Аналитик Л.М.Попова.

В заключении отметим следующее:

1. Зона интенсивного смятия и прожилкования с золотой минерализацией, обнаруженная в Ыныкчанском рудном поле, вероятно является южным продолжением протяженных зон дробления с невысокими

(менее 10 г/т), но относительно равномерными концентрациями золота Маринского рудного поля.

2. Находка теллуридов Ag, сульфотеллуридов Ag и Sb, низкопробность Au, присутствие в его составе Hg, высокая серебристость тетраэдрита указывает на эпитермальность и близповерхностный характер оруденения позднего наложенного этапа. Это обстоятельство подтверждает ранее высказанную гипотезу о развитии эпитермальной Au-Ag и Au-Te минерализации в пределах Аллах-Юньского металлогенического пояса и расширяет границы ее распространения [1,2].

3. Предполагается, что изученная зона смятия и прожилкования является непосредственным коренным источником россыпного золота с низкой пробой в бассейне среднего течения руч. Ыныкчан.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Новые данные по минеральному составу руд в типизации золотого оруденения Аллах-Юньской металлогенической зоны // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы всероссийской научной конференции. – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ. 2011. Т.2. С.20-24.
2. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. №5. С.11-14
3. Окунев А.Е., Данилов В.П. Новые проявления золото-кварц-сульфидной формации Аллах-Юньской металлогенической зоны // Вестник ЯГУ, 2010, том 7, № 1. С.41-46.
4. Самусиков В.П., Цабул Л.Н. Химический и гранулометрический состав золота россыпей Аллах-Юньского района // Россыпи золота и их связи с коренными месторождениями в Якутии. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1972. С.122-145.
5. Цхурбаев Ф.И. Условия формирования, типы и строение золотоносных россыпей Южного Верхоянья. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1971. 142 с.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОДОРОНО (Ю.ЯКУТИЯ)

Анисимова Г.С.¹, Соколов Е.П.²

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

²ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», г. Якутск

Месторождение Бодороно (Якутия, Нерюнгринский район, 300 км к юго-востоку от г. Нерюнгри и в 30 км к западу от железной дороги Улак-Эльга) входит в состав Бадис-Чакатайского рудного узла, Северо-Становой минерагенической зоны и расположено в бассейне верхнего течения р. Алгома, на северном склоне Станового хребта. В тектоническом плане приурочено к фронтальной части Станового надвига, в юго-западном борту Тыркандинского межкратонного пояса. Рудовмещающий субстрат представлен архейскими основными кристаллосланцами, гнейсами тыркандинского комплекса метабазитов, измененных до зеленокаменных тектоносланцев.

Россыпная золотоносность района известна с конца 19 века. В период 2005-2010 гг. с россыпей Бодоронского россыпного узла добыто более 1,5 т металла. Пробность золота 880-940, часто встречаются самородки (90-500гр). Коренные источники золота - зеленокаменные диафториты с жильно-прожилковой кварцевой минерализацией располагаются в плотике и на водораздельных пространствах, на площади около 100 кв. км. Наиболее насыщен рудными телами водораздел ручьев Бодороно, Иван-Беренген (8 кв. км). Порода смята в сжатые изоклинальные складки северо-западного простирания, прорваны многочисленными секущими, субширотными раннемеловыми дайками керсантитов – диоритовых порфириров.

Впервые изучен вещественный состав руд месторождения. На месторождении выделяются вкрапленная, прожилковая, прожилково-

вкрапленная и трещиноватая текстуры руды с преимущественным развитием прожилково-вкрапленной текстуры.

Минеральный состав руд довольно простой. Главным, доминирующим минералом выполнения руд является кварц. Сульфиды в рудных телах распределены неравномерно и в количественном отношении не превышают 1-3%. Среди рудных минералов преобладает пирит, реже отмечаются галенит, висмутовый минерал из группы густавита, сфалерит, халькопирит, гематит, магнетит, самородное золото, среди спорадически встречающихся наблюдаются пирротин, марказит.

Пирит, FeS_2 присутствует во всех структурно-морфологических и минеральных типах руд, образуя разнообразные по морфологии выделения в кварце, а также во вмещающих осадочных и магматических породах.

Формы и размеры выделений пирита разнообразны: в основном, это аллотриоморфные выделения, реже обособленные идиоморфные кристаллы кубической, реже пентагон-додекаэдрической формы. Кроме того, характерны неправильные прожилкоподобные агрегаты. Ассоциирует с халькопиритом, пирротинном, галенитом. Часто по пириту развиваются гидроксиды железа.

Галенит, PbS – распространенный минерал. Встречается в кварце в виде аллотриоморфных выделений в ассоциации халькопиритом, висмутовыми минералами из группы густавита, сфалеритом и самородным золотом (рис., А). Часто как более поздний минерал проникает по трещинкам в ранние сульфиды - пирит. По галениту развиваются церуссит и англезит. **Висмутовый минерал из группы густавита (ширмерит?), $\text{AgPb}_2\text{Bi}_3\text{S}_7$** – второстепенный минерал. В ассоциации с самородным золотом и галенитом образует гнезда в кварце. Как более ранний минерал замещается самородным золотом и подвержен окислению с образованием тонких каемочек, просечек вторичных минералов Te , Bi , Fe (рис., Б). По химическому составу изученный минерал относится к лиллианит-густавитовой серии с вариациями концентраций Ag от 1.6 до 6.66%, Bi - от 30,37 до 34,6%, Te – от 0,52 до 1.78%, Pb – от 44,51 до 49.92%, Sb от 0,04 до 1.62 %, S от 14,24-16.27% (в среднем: Ag – 2.63%, Bi – 32.74%, Te – 1.19%, Pb – 48.00%, Sb – 0.82%, S -15.2%) и более близок к ширмериту.

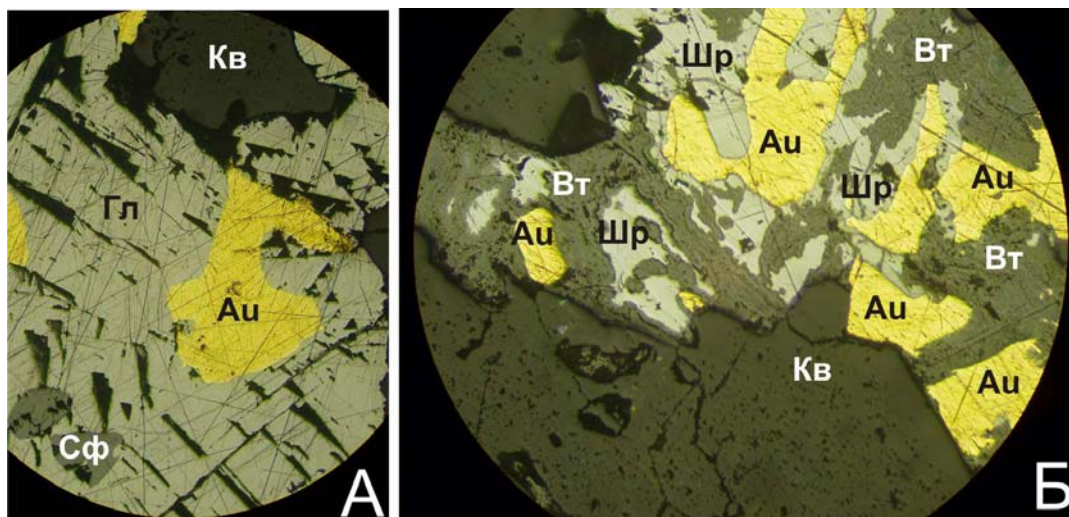


Рис. 1. Ассоциация самородного золота (Au) с галенитом (Гл), сфалеритом (Сф), шпирмеритом ? (Шр) и вторичными минералами Те, Вi, Fe (Вт) среди кварца (Кв).

Халькопирит, CuFeS_2 отмечается спорадически, крупных скоплений не образует. Наблюдается он в кварце в виде выделений неправильной формы и часто в виде реликтов в пирите. По халькопириту развиваются гидроксиды железа.

Сфалерит, ZnS отмечается спорадически. Минерал встречается в кварце в виде выделений неправильной формы и разрозненных монокристаллов всегда в ассоциации с галенитом и самородным золотом (рис., А).

Пирротин, FeS отмечается спорадически. Основные выделения отмечаются в магматических породах. Редко встречается в виде реликтов в пирите.

Марказит, FeS_2 наблюдается в пирите в виде овальных выделений как продукт дисульфидизации.

Гематит (Fe_2O_3) и магнетит (FeFe_2O_4) образуют вкрапленность в кварце. Отмечаются в тесной ассоциации. Редко с ними ассоциируют ильменит и пирит.

Самородное золото, Au встречается в виде интерстициальных, прожилковидных, комковидных выделений в ассоциации с галенитом, сфалеритом (рис., А), висмутовым минералом из группы густавита (рис., Б) в кварце, в виде кристаллов, овальных выделений в гидроксиды железа. По данным рентгеноспектрального микрозондового анализа проба золота

колеблется от 850 до 950‰, в виде примеси присутствует Ag, микропримеси представлены Hg, спорадически отмечаются Pb, Zn, Co, Ni и Pt (таблица). Пробность рудного золота сопоставима с пробностью россыпного золота.

В раннюю стадию предрудного метасоматоза сформированы две минеральные ассоциации: гематит-магнетит-кварцевая и пирротин-пирит-кварцевая. В среднюю стадию образуется халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая с золотом и поздняя стадия представлена ширмерит(?) -кварцевой минеральной ассоциацией с золотом.

Наиболее золотоносны средняя и поздняя минеральные ассоциации.

Таким образом, месторождение Бодороно характеризуется комплексной полихронной рудной минерализацией, в котором совмещено орогенное (мезотермальное) золото-кварцевое оруденение пиритового и полиметаллического минеральных типов с эпитермальной Au-Ag-Te-Bi минерализацией.

Особо следует отметить комплексность оруденения. Наряду с самородным золотом заслуживают внимания минералы висмута и теллура.

Таблица

Химический состав самородного золота

№ пп	№ пробы	№ ан.	Компоненты. вес. %								Проб а. ‰	Сумма
			Au	Ag	Pb	Hg	Pt	Cu	Ni	Co		
1	001/15	1	84.7	13.21	0.08	0.05	-	-	-	-	864	98.08
		2	86.9	13.00	-	0.03	-	0.03	-	-	869	99.96
		3	88.3	12.42	-	0.01	0.02	-	0.01	-	877	100.72
2	001/12	1	84.3	14.3	0.17	-	-	-	-	-	853	98.81
		2	85.6	14.83	0.07	-	-	-	0.03	0.01	851	100.55
		3	87	14.83	0.07	-	-	-	0.01	0.03	853	101.96
3	009/10	1	94.3	5.08	-	-	-	-	-	-	949	99.35
		2	92.2	6.3	-	0.05	-	-	-	-	935	98.57

Примечание, Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на рентгено-спектральном микроанализаторе «Camebax-micro» при следующих условиях: напряжение – 20 кВ, ток – 17 нА; аналитические линии: Ag, Au – L α ; Эталоны: HgTe – Hg, Te; Au - 750‰; Ag – 100%. Аналитик Л.М.Попова.

Работа выполнена при поддержке партнерского проекта № 48.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЭНДОГЕННОЙ ПРИРОДЫ ПАТОМСКОГО КРАТЕРА НА СЕВЕРЕ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Антипин В.С.¹, Федоров А.М.¹, Покровский Б.Г.², Дриль С.И.¹

¹*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск*
(antipin@igc.irk.ru)

²*Геологический институт РАН, г. Москва*

Прошло уже более 60 лет со времени обнаружения загадочного Патомского кратера на севере Иркутской области (Бодайбинский район), однако условия его происхождения продолжают привлекать внимание многих исследователей. В.В.Колпаков, открывший Патомский кратер, первым высказал гипотезу о падении метеорита в этом месте Патомского нагорья [5]. Нашими исследованиями было установлено, что на раннем этапе образовался внутренний кольцевой вал. В этой части среди известняков встречаются единичные глыбы метаморфизованных сланцев и песчаников. Внешний кольцевой вал, который является более поздним образованием, сложен темно-серыми массивными кристаллическими известняками, практически не затронутыми процессами выветривания. Становление Патомского кратера, по-видимому, завершилось формированием купола в центре кратера. Кольцевой ров, разделяющий двойной кольцевой вал и центральную горку, сложен разнородными известняками, песчаниками, сланцами и эти породы прорваны серией кварц-полевошпат-карбонатных жил.

В результате дендрохронологического анализа обосновано заключение, что около 500 лет назад при формировании насыпного конуса и подвижки грунта произошел вывал деревьев и появилось новое поколение лиственниц с возрастом 400-480 лет [2]. Исследуемые деревья зафиксировали в годовых кольцах периода 1841-1842 гг. событие катастрофического характера, вызвавшее их повреждения, приходящиеся, вероятно, на время образования позднего кольцевого вала. Подтверждается

вывод геологических данных, что кратер формировался продолжительное время и отдельные события, связанные с различными этапами эндогенной активности зафиксированы в древесно-кольцевой хронологии.

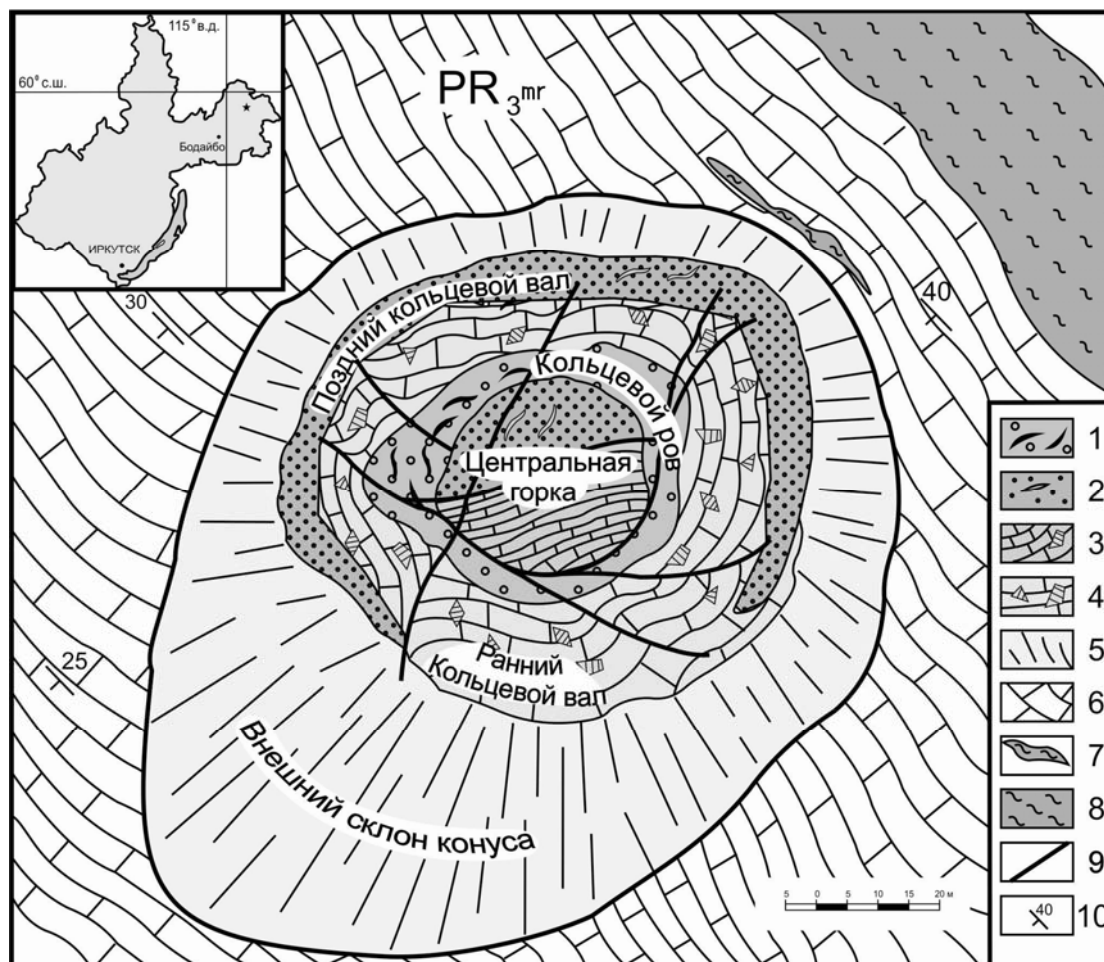


Рис.1. Схематическая геологическая карта Патомского кратера.

1 – массивные кристаллические известняки с кварц-мусковит-карбонатными жилами; 2 – мелкозернистые кристаллические известняки с жилами кварца; 3 – известняки с глыбами метаморфизованных песчаников и сланцев; 4 – выветрелые известняки с глыбами метаморфизованных песчаников и сланцев; 5 – внешний склон конуса; 6 – вмещающие кратер известняки мариинской свиты; 7 – песчаники среди известняков; 8 – метаморфизованные песчаники; 9 – кольцевые и радиальные зоны разломов в пределах кратера; 10 – элементы залегания горных пород. Примечание: на врезке: положение Патомского кратера [1].

Кратер располагается в поле неопротерозойской мариинской свиты, сложенной преимущественно известняками и известковистыми песчаниками. Известняки на кратере и из вмещающей толщи по химическому составу существенно не различаются. Элементы группы

железа (Ni, Cr, Co, Cu, Sc) сохраняют весьма близкие и крайне низкие содержания во всех исследованных карбонатных породах. При этом никель, содержания которого обычно наиболее высокие в метеоритном веществе, находится в породах Патомского кратера на уровне весьма низких концентраций.

Важная геохимическая информация получена при анализе пород из отдельных глыб песчаников и сланцев, вынесенных из более глубинных горизонтов при формировании насыпного конуса. Вследствие процесса существенной карбонатизации этих силикатных пород внутри кратера, в них резко возросли содержания CaO (6,55-11,63% в песчаниках и 17,41-18,78% в сланцах) по сравнению с этими же породами во вмещающей толще (в среднем 3,01% в песчаниках и 1,65% в сланцах) за пределами конуса. Соответственно, указанные породы в кратере обогащены также Sr. Например, в песчаниках концентрация Sr достигает от 810 до 1117 г/т по сравнению с его средним содержанием (176 г/т) во вмещающих песчаниках, а в сланцах до 680 г/т по сравнению со средней концентрацией Sr (406 г/т) в этих же породах вдали от кратера. Вместе с тем, одинаково высокие концентрации Sr (~1000-2000 г/т) установлены в известняках как в пределах Патомского кратера, так и в стратотипе мариинской свиты неопротерозоя [2, 3].

По изотопному составу стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70776\text{-}0.70822$), и изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C} = 7.6 \pm 1\text{‰}$) известняки кратера практически не отличаются от известняков, отобранных в стратотипическом разрезе мариинской свиты [3, 4].

Главное отличие известняков в пределах Патомского кратера - пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ (12,7-13,8) по сравнению с величинами $\delta^{18}\text{O}$ в известняках мариинской свиты, вмещающих кратер ($19.6 \pm 1.2\text{‰}$). Такой сдвиг изотопного состава кислорода в сторону более низких значений $\delta^{18}\text{O}$ мог произойти в результате изотопного обмена с горячей водой и фреатического (парового) взрыва при формировании насыпного конуса. Например, подобный сдвиг изотопного состава кислорода в карбонатах наблюдается в паро-гидротермальных системах современных вулканов. Нельзя исключить, что под кратером на какой-то глубине существует

магматический очаг, к которому сверху или сбоку проникли грунтовые воды, которые и дали фреатический взрыв, что не редкость в вулканических областях.

Полученные геологические и изотопно-геохимические материалы свидетельствуют об эндогенной природе этой удивительной постройки на Патомском нагорье. Это подтверждают рассматриваемые ниже данные.

1) Морфология кратера в виде насыпного конуса является типичной для современных вулканических построек. Насыпные конусы, наряду с ювенильным материалом, могут состоять из обломков древних вмещающих пород, которые являются эруптивными или взрывными брекчиями. Отношение диаметра к высоте Патомского кратера является характерным для образований эндогенного или вулканического происхождения. Метеоритные кратеры представлены обычно плоскими впадинами с невысоким кольцевым валом.

2) Патомский кратер представляет собой зональную кольцевую структуру, отдельные зоны которой являются разновременными образованиями. Дендрохронологические данные подтверждают разные этапы формирования зон кратера от раннего кольцевого вала до центральной горки и его возраст около 500 лет.

3) Установлено, что глыбы песчаников и сланцев среди известняков, входящие в состав эруптивной брекчии в кратере, были подвержены воздействию флюидных компонентов и интенсивно карбонатизированы. Геохимические данные свидетельствуют против метеоритной природы кратера. Патомский кратер указывает на возможность образования небольших шлаковых или насыпных конусов вследствие извержения или прорыва только газов.

4) Сдвиг изотопного состава кислорода в сторону более низких значений $\delta^{18}\text{O}$ в известняках Патомского кратера является признаком взаимодействия с горячими водами на глубине, которые могли быть нагреты вблизи магматического очага, либо в контакте с магматическими породами. Образование насыпного конуса произошло, по-видимому, в результате фреатического (парового) взрыва. Это подтверждает

геологические и дендрохронологические данные о взрывном процессе при формировании Патомского кратера на севере Иркутской области.

Исследования проводятся при финансовой поддержке проекта РФФИ-Сибирь, грант № 12-05-98017-р_Сибирь_а

Литература:

1. Антипин В.С., Федоров А.М. Происхождение Патомского кратера (Восточная Сибирь) по геолого-геохимическим данным // Докл. АН. -2008. -т. 423. № 3.
2. Антипин В.С., Федоров А.М., Дриль С.И., Воронин В.И. Новые данные о происхождении Патомского кратера (Восточная Сибирь).- Докл. АН.- 2011.- т. 440. №6.
3. Покровский Б.Г., Мележик В.А. Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. - 2006. - Сообщение 1: - №5. Сообщение 2: - №6.
4. *Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al.* Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones//J. of the Geological Society. 2009. V. 166.
5. Колпаков В.В. Загадочный кратер в Патомском нагорье // Природа. 1951. №1-2.

ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР «НЕФТЬ И ГАЗ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)»

Атласов Р.А.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Приход больших нефтяных и газодобывающих компаний в Республику Саха (Якутия) стало событием, которое ознаменовало начало новой нефтегазовой эпохи республики. За последние десять лет было начато освоение Талаканского нефтяного месторождения, построен и введен в эксплуатацию нефтепровод ВСТО. Наиболее знаковым событием стало решение ОАО «Газпром» по освоению Чаяндинского месторождения и строительство магистрального газопровода до Владивостока.

Создание и развитие Якутского центра газодобычи предполагает привлечение высококвалифицированного персонала, опережающую подготовку которого можно организовать непосредственно в республике.

В связи с этим ОАО «Газпром» поддержал решение Правительства Якутии о создании специализированного отделения в СВФУ в Якутске.

Такое положение вещей дает нашему университету возможности по проведению научных работ, разработке и внедрению новых технологий. Университет обладает хорошей научной базой и соответствующими ресурсами.

Вместе с тем, кроме подготовки специалистов для нефтегазового сектора, реализация таких крупных проектов в сложных условиях в очень сжатые сроки связано с внедрением новых методов. Соглашение с ОАО «Газпром» может решить основную проблему, с которой сталкиваются выпускники СВФУ, отсутствие возможности прохождения практики в крупнейших нефтегазовых компаниях, где используются современное оборудование и методы управления производством. Практика и работа в компаниях регионального уровня ограничивается неквалифицированными работами на устаревшем оборудовании и связана с жесткой экономией, которая ведет к нарушениям технологий и техники безопасности. Также у большинства выпускников нет опыта научной и управленческой деятельности, что мешает карьерному росту.

Сегодня на территории Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения в компаниях подрядчиков «Газпрома» работают четверо выпускников, высокопрофессиональную должность инженера занимает только одна девушка. В «Сургутнефтегазе» трудятся трое молодых специалистов СВФУ, из них на территории республики работает один.

Цель проекта заключается в создании и развитии информационно-аналитического центра нефтегазовой отрасли республики как комплексного эффективного механизма интеграции СВФУ в сегмент рынка углеводородного сырья РФ.

Информационно-аналитический центр нефтегазовой отрасли республики является принципиально новым проектом не только в Якутии, но и по всему Дальнему востоку.

Первым сегментом ИАЦ будет информационный портал, который станет обозревать главные новости нефтегазового сектора. При этом основной упор будет сделан обозрение научно-технологических открытий

и достижений. Также необходима систематизация и обработка уже существующей базы данных и сбор свежей информации.

Вторым сегментом будет экспертная технологическая экспертиза, целью которой станет выявление технологических потребностей недропользователей и обслуживающих их сервисных компаний. Разработка тех.заданий на коммерческой основе.

Третьим сегментом является практическое направление для актуальных научных проектов и разработок.

Результатами работы центра станут:

- информационно-аналитический портал «Нефть и газ Республики Саха (Якутия)»
- база данных технологических потребностей нефтегазовой отрасли в Республике Саха (Якутия)
- создание современных образовательных программ
- рост числа выпускников в нефтегазовых предприятиях
- рост числа публикаций в научных изданиях
- заявки на патенты и промышленные образцы.

ПОЛИГЕНЕЗ АЛМАЗОВ И КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Афанасьев В.П.

*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН
г.Новосибирск avp-diamond@mail.ru*

Термин «полигенез» не специализированный и требует уточнения по сфере применения. В отношении алмазов данный термин обычно применяется относительно условий их образования. Полигенез алмазов по условиям образования был отмечен Ю.Л.Орловым на примере алмазов из кимберлитов и с позиций типоморфизма может рассматриваться с разных сторон: парагенетической принадлежности (перидотитовые и эклогитовые),

изотопного состава углерода (мантийный резервуар или коровые источники), морфологии и т.д.

Но правомочно полигенез алмазов рассматривать и в других аспектах. Полигенез алмазов по типам коренных источников актуален в том плане, что алмазы установлены не только в кимберлитах, но и лампроитах и в иных типах магматических и метаморфических пород. Причем только для кимберлитов разработана достаточно широкая прогнозно-поисковая система, находки иных типов алмазоносных магматитов имели случайный характер и для них не выработано каких либо надежных критериев прогноза. Изучение полигенеза алмазов по типам коренных источников актуально не только в теоретическом плане, но и в практическом, поскольку россыпи часто содержат алмазы, которые по комплексу типоморфных особенностей не укладываются в представления о едином источнике, например кимберлите. Это заставляет уточнять, совершенствовать поисковую парадигму с учетом иных, не кимберлитовых типов источников алмазов, причем не только фанерозойского, но и докембрийского, в том числе архейского, возраста.

Неизвестность индикационных характеристик экзотических источников алмазов и случайность находок большинства из них заставляют предполагать, что обнаружена лишь незначительная часть из общей их совокупности. Подтверждением этому служит огромное разнообразие алмазов в россыпях всего мира, выходящее далеко за рамки типичного комплекса алмазов из кимберлитов. Именно сопоставление типовых комплексов алмазов из кимберлитов с алмазами из конкретных россыпей позволяет понять, имеется ли в россыпях примесь алмазов из экзотических источников и попытаться сформулировать некоторые представления об этих источниках.

Ярким примером отличия россыпных алмазов от кимберлитовых служат россыпи северо-востока Сибирской платформы. Признаки отличия выявляются через комплексы типоморфных особенностей алмазов, наряду с их геологической позицией и историей геологического развития регионов.

Известно, что на Сибирской платформе лишь среднепалеозойские кимберлиты несут промышленную алмазоносность. Среди триасовых кимберлитов только единичные трубки содержат небольшое количество алмазов, а юрско-меловые практически не алмазоносны. При этом более двух третей найденных на платформе кимберлитовых тел находится на северо-востоке платформы, и это тела преимущественно мезозойского возраста, поэтому они мало вероятны как источники россыпных алмазов. И именно в этом регионе вырисовывается противоречие между высокой россыпной алмазоносностью и практическим отсутствием выявленной коренной кимберлитовой алмазоносности. К тому же по минералогическим критериям алмазоносности Н.В.Соболева здесь нет признаков высокоалмазоносных кимберлитов. Это заставляет предполагать россыпеобразующую роль иных, не кимберлитовых источников алмазов. Пока аргументация в пользу не кимберлитовых источников алмазов основана на косвенных признаках, но мы считаем необходимым обсудить их как рабочую гипотезу, проверка которой будет способствовать решению сложного вопроса россыпной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы.

Если не известен тип коренного источника алмазов, то единственным источником информации о нем служат сами алмазы. Установлено, что часть россыпных алмазов полностью отсутствует в известных на платформе кимберлитовых телах, часть имеется в несопоставимо меньших пропорциях, и лишь малая часть соответствует обычным кимберлитовым.

Всего нами выделяется пять типов алмазов из различных источников.

Тип 1 (кимберлитовый) включает алмазы, соответствующие алмазам из фанерозойских кимберлитов. Для них свойственно резкое преобладание алмазов I разновидности по классификации Ю.Л.Орлова, представленных ламинарными кристаллами октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитуса, образующими непрерывный ряд кристаллов с ламинарным строением граней. Резко преобладают алмазы ультраосновных парагенезисов с мантийным изотопным составом углерода ($\sigma^{13} \text{C} = -(3-9\text{‰})$), эклогитовые играют подчиненную роль. Не характерны округлые скрытоламинарные додекаэдриды с частотой встречаемости

более 10-25%, кубоиды II и III разновидностей в количестве более 3-5%, полностью отсутствуют алмазы VI разновидности (балласы), V-VII разновидности, карбонадо X разновидности и импактные алмазы XI разновидности.

Тип 2 (предположительно лампроитового генезиса) включает округлые (скрытоламинарные) алмазы додекаэдрического габитуса так называемого “бразильского” или “уральского” типов с переменным, часто повышенным количеством алмазов эклогитовых парагенезисов. Кристаллы обычно имеют признаки повышенного механического износа, связанного с прибрежно-морскими условиями формирования россыпей. Скрытоламинарные додекаэдровиды широко распространены в алмазоносных провинциях Мира, доминируя, как правило, в россыпях, связанных с осадочными коллекторами докембрийского возраста. Тип коренного источника для округлых додекаэдровидов предполагается лампроитовым по аналогии с протерозойскими алмазоносными лампроитами Присяня (Ингажинское поле), индийской трубкой протерозойского возраста Маджгаван, содержащими округлые алмазы. Для округлых додекаэдровидов в молодых коллекторах не выделены минералы-индикаторы, сопутствующие им в коренных источниках. При той степени износа, которую приобретают додекаэдровиды в процессе формирования древних прибрежно-морских россыпей, индикаторные минералы уничтожаются практически полностью, поэтому о характере коренного источника можно судить лишь по алмазам.

Тип 3 (неизвестный тип коренного источника) включает желто-оранжевые, зеленые кубоиды II разновидности по Ю.Л. Орлову с изотопным составом “промежуточного” типа ($\sigma^{13}\text{C}$ в среднем $-13,6\text{ ‰}$), в небольшом количестве встречающиеся в кимберлитах, однако широко распространенные в россыпях северо-востока Сибирской платформы, где их доля может составлять от 10% и выше.

Тип 4 (неизвестный тип коренного источника) включает алмазы V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову широко распространенные в россыпях северо-востока платформы, составляя местами до половины и более продукции россыпей. В известных на Сибирской платформе

среднепалеозойских и мезозойских кимберлитах алмазы V-VII разновидности отсутствуют и встречаются в изобилии только в россыпях ее северо-восточного региона на площади по широте от внутренних частей Анабарского щита до Западного Верхоянья и в меридиональном направлении от побережья моря Лаптевых примерно до широты реки Муна. Поэтому мы предполагаем эндемичный характер данного типа алмазов. Кроме того, эти алмазы в россыпях выделяются как правило повышенным механическим износом, вплоть до полной овализации.

Тип 5 (импактный) включает так называемые “якутиты” - микрокристаллические образования в виде бесформенных, нередко пластинчатых зерен желтоватого, темно-бурого до стально-серого цвета. Сравнение по широкому комплексу типоморфных признаков якутитов с алмазами Попигайской астроблемы показало их полное сходство. Это дает основание связать происхождение якутитов с Попигайской астроблемой, возраст которой позднеэоценовый (около 36 млн. лет).

Итак, для трех выделенных типов алмазов тип коренного источника не известен. Но если пытаться их прогнозировать и искать, то необходимо знать их возраст. В этом отношении важным признаком является степень и форма механического износа.

Износ на алмазах может быть представлен в двух формах: а) «леденцовая» скульптура, представляющая собой механогенную полировку ребер и вершин кристалла и сколов на нем; б) шероховатые механогенные поверхности, к которым относятся и щербинки на острых ребрах сколов. Степень износа кристаллов алмазов меняется от едва заметной в форме повреждений вершин до полной овализации кристаллов.

Анализ проявлений механического износа алмазов показывает следующее. В россыпях Сибирской платформы, достоверно связанных со среднепалеозойскими продуктивными кимберлитами, степень износа меняется от визуально не фиксируемой до слабой главным образом в форме «леденцовых» скульптур. Степень износа от средней до предельной на Сибирской платформе характерна для округлых додекаэдровидов, распространенных в россыпях северо-востока и юга Сибирской

платформы, а также алмазов V-VII разновидности и желто-оранжевых кубоидов II разновидности, характерных для северо-востока платформы.

Таким образом, алмазы из россыпей, образующихся за счет кимберлитов Сибирской платформы, имеют степень износа не выше слабой. Износ от средней до высокой характерен для алмазов, относимых нами к экзотическим типам.

В целом для развития механического износа благоприятна прибрежно-морская обстановка в условиях трансгрессии бассейна.

В фанерозое такая обстановка существовала на Сибирской платформе в фанерозое и были условия для высокой степени износа индикаторных минералов кимберлитов и появления на кимберлитовых алмазах слабого износа. В докембрии прибрежно-морское россыпеобразование развивалось на жестком ложе метаморфических пород в жесткой абразивной среде, что и обеспечивало повышенную, до максимальной, степень механического износа и появление признаков ударов на алмазах. Поэтому есть основания предполагать докембрийский возраст экзотических типов коренных источников алмазов и возможность формирования за их счет докембрийских россыпей, из которых алмазы могли попасть в фанерозойские коллекторы.

Если справедливо предположение о докембрийском возрасте коренных источников, то появление экзотических алмазов в фанерозойских отложениях предусматривает обнажение древних россыпей из-под покрова нижнепалеозойских отложений и их размыв. С начала мезозоя на северо-северо-востоке платформы началось активное воздымание Анабарской антеклизы, Оленекского поднятия, Уджинского поднятия; вероятно с перми уже существовал Нижнеленский выступ, ныне погребенный в Предверхоянском прогибе. Так древние алмазы могли включиться в процессы мезозойского россыпеобразования.

Совокупность приведенных выше аргументов позволяет предполагать существование на Сибирской платформе неизвестных типов коренных источников алмазов докембрийского возраста, алмазы которых через докембрийские россыпи, эродируемые в пределах выступов докембрия, попадают в фанерозойские, главным образом мезозойские и

кайнозойские россыпи. Поиски экзотических докембрийских источников алмазов теоретически возможны в пределах выступов докембрия. Однако незнание нами индикационных характеристик данных пород, возможная сильная измененность этих пород аналогично, например, алмазоносным филлитам Бразилии, возможная высокая степень эрозионного среза, из-за которого могли остаться лишь корневые их части, делают эту задачу практически трудно выполнимой. Поэтому, на наш взгляд, по части экзотических типов алмазов следует ограничиться на сегодняшний день перспективами россыпной алмазоносности, а перспективы коренной алмазоносности связывать со среднепалеозойскими кимберлитами.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОПЛОТНОСТНОГО РАЗРЕЗА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВИЛЮЙ-МОРКОКИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ВОСТОЧНЫЙ БОРТ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)

Бабкина Т.Г., Едисеева С.И.

ЦПСЭ ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология»

В пределах Вилуй-Моркокинского междуречья пробурен ряд глубоких скважин, которые вскрыли полный разрез осадочного чехла. Вместе с тем остается нерешенным вопрос о применении гравиметрических данных для геолого-геофизической интерпретации (по результатам составления листов Государственной гравиметрической карты масштаба 1:200 000).

В современном эрозионном срезе региона на дневную поверхность выведены: глинисто-карбонатные породы ордовика и силура, терригенно-угленосные свиты верхнего палеозоя, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования нижнего триаса, аллювиальные и озерно-болотные отложения маломощного четвертичного покрова. Для района характерно широкое площадное распространение долеритовых силлов (трапповое

плато) и фрагментарное участие секущих кимберлитовых тел.

По результатам бурения глубоких колонковых скважин (ПГО Ленанефтегазгеология - Сохсолохская-706, Унга-Хахсыкская-2980, Мегеляхская, 244-1 и др.) под глинисто-карбонатными толщами ордовика залегают терригенно-карбонатные и карбонатные отложения кембрия и венда с включениями линз и пластов каменной соли и гипсов. На уровне кровли кристаллического фундамента вскрыты разнообразные гнейсы и гранито-гнейсы архея (рис. 1).

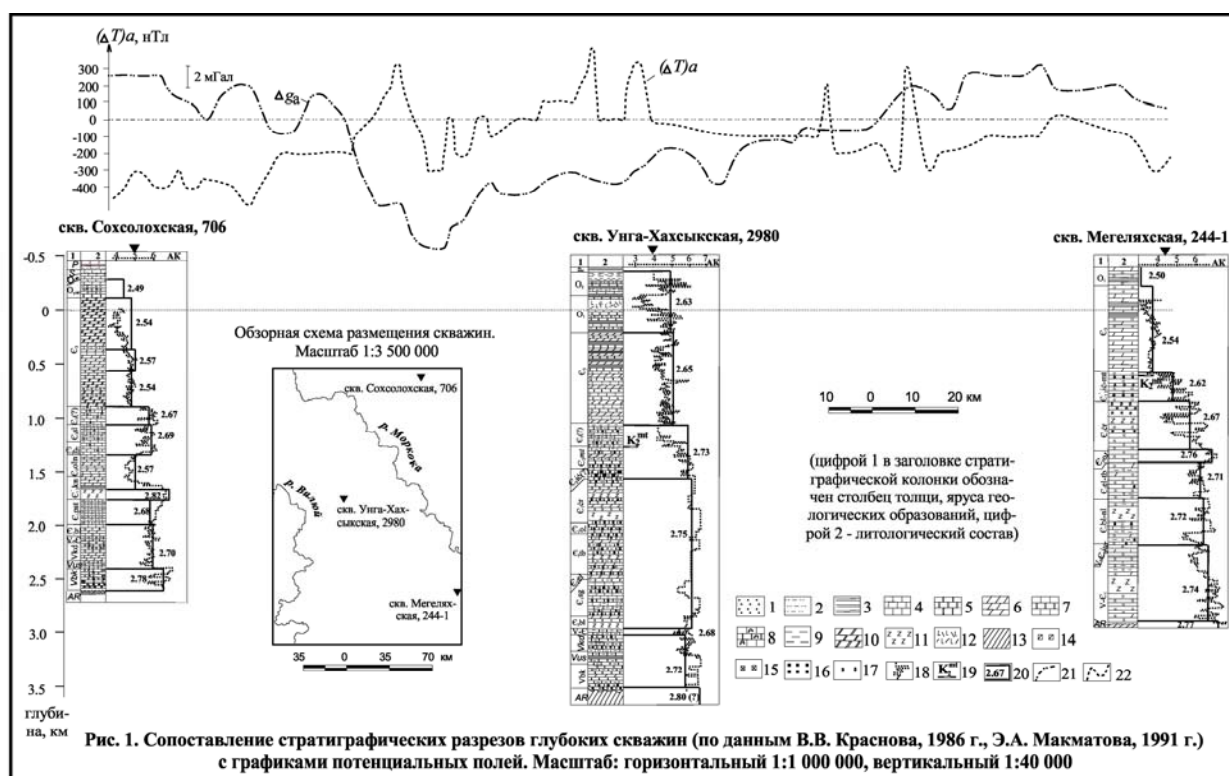
Все скважины обеспечены данными акустического каротажа. Они уверенно коррелируются с величинами средневзвешенной плотности (σ) геологического разреза (по материалам документации керна и количественным расчетам С.И. Едисеевой). Для интерпретации принята σ осадочных пород в интервале 2.30 г/см^3 (триас) - 2.75 г/см^3 (нижний кембрий) с устойчивой тенденцией наращивания ее вниз по разрезу. Границей резкого изменения σ ($> 0.1 \text{ г/см}^3$) является раздел между верхне-и среднекембрийскими отложениями. В сейсмогеологическом разрезе территории Виллой-Моркокинского междуречья этот раздел соответствует кровле метегерской свиты, выраженной сейсмической границей K_2^{mt} .

Сопоставимая по уровню контрастности, а также по масштабам регионального распространения петроплотностная граница отделяет осадочный чехол от кристаллического фундамента и маркирует латеральную смену типовых структурно-вещественных комплексов внутри фундамента (по данным составления опорных ФГМ).

Сибирские траппы, широко распространенные в современном эрозионном срезе и в составе платформенного чехла, обладают значимой избыточной плотностью. Поэтому они являются потенциальным аномалиеобразующим фактором, что хорошо согласуется с результатами глубокого бурения. Скважины Сохсолохская и Мегеляхская вскрыли силлы диабазов мощностью до 150 м (σ до 3.10 г/см^3) в слоистых образованиях венда-кембрия, а также покров базальтовых лав мощностью ~ 100 м на уровне нижнего ордовика (скв. Унга-Хахсыкская, $\sigma \ll 2.5 \text{ г/см}^3$). Приведенные значения мощности и плотности изверженных пород влияют на средневзвешенную плотность модельного разреза. Вместе с тем места

распространения трапповых образований не фиксируются гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000.

Эффективная плотность раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований в зависимости от состава и объема вулканитов изменяется в широких пределах - до 2.65 г/см^3 при уровне насыщения базитами 50%. В.В. Краснов, Э.А. Макматов, М.Ю. Лекторский неоднократно обращали внимание на сейсмогеологическую (скоростную) неоднородность мезозойской части разреза, существенно влияющей на качество прослеживания опорных сейсмических границ, как по отраженным, так и по преломленным волнам.



Условные обозначения 1 – песчаники, песчанистость, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – известняки, 5 – доломиты, 6 – мергели, 7 – известняки и доломиты обломочные, 8 – известняки и доломиты водорослевые, 9 – глины, глинистость, 10 – мергели доломитизированные, 11 – диабазы, 12 – покровы базальтовых лав, 13 – кристаллический фундамент, 14 – соль, соленосность, 15 – ангидритизация, 16 – битуминосность, 17 – сульфидизация, 18 – пластовые скорости, 19 – местоположение сейсмогеологической границы K_2^{mt} , 20 – вычисленные средневзвешенные плотности структурно-вещественных комплексов района работ, 21 – график поля силы тяжести, 22 – график аномального магнитного поля

Изложенное показывает, что на наблюдаемую картину поля силы тяжести определяющее влияние имели: а – регионально выдержанная плотностная граница «верхний-средний кембрий», б – рельеф кровли дорифейского кристаллического фундамента, в – вещественный состав метаморфических серий раннего докембрия. Тем не менее, оконтуренная на картах изохрон треста «Якутскгеофизика» (1985-1992 гг.) сейсмическая граница K_2^{mt} слабо увязана с неоднородностями поля силы тяжести, несмотря на то, что установлена прямая корреляция между уровнем Δg_a и гипсометрическим положением плотностных границ керн глубоких скважин (рис. 1).

Выводы. Для повышения поисковой эффективности результатов глубокого бурения рекомендованы:

1. Предварительная увязка материалов сейсморазведки с петроплотностными неоднородностями вмещающей среды (по материалам гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 и детальнее);
2. Опережающая переинтерпретация геологических, гравиметрических и сейсморазведочных материалов на площадях планируемых для постановки поисково-оценочных работ на концентрированные углеводороды.

ЗОЛОТО-МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВО- ЭПИТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА, РОССИЯ

**Бакшеев И.А.¹, Николаев Ю.Н.¹, Прокофьев В.Ю.², Нагорная Е.В.¹,
Читалин А.Ф.³, Сидорина Ю.Н.¹, Марущенко Л.И.¹, Калько И.А.¹**

¹*Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

(iab_68@mail.ru)

²*ИГЕМ РАН, Москва (vpr@igem.ru)*

³*Региональная горнорудная компания (achitalin@rmcgold.ru)*

Баимская Au-Mo-Cu зона, расположенная в ~200 км к югу от Билибино, Западная Чукотка, включает 4 медно-порфировых рудных поля (с севера на юг): Юрях (РПЮ), Песчанка (общие запасы меди ~6 млн. т), Находка (РПН) (~3 млн. т) и Бургахчан, которые были открыты в конце 60х - начале 70х гг прошлого века и разведывались в 1972-1986 гг. В 2009 г поисковые и разведочные работы возобновились. Большинство сведений по порфировым месторождениям Баимской рудной зоны опубликовано в 80-90х гг XX века, например [2, 5]. В предлагаемой работе суммированы новые минералогические, геохимические и изотопные данные, полученные за последние три года.

Баимская рудная зона является частью Олойской металлогенической зоны, в которой Au-Mo-Cu-порфировые системы формировались в обстановке вулканоплутонических поясов. В геологическом строении Баимской зоны принимают участие стратифицированные вулканогенные и терригенные отложения (J_3), прорванные интрузивными телами различного состава и возраста. Наиболее древними являются габброиды (J_3). Затем внедрились крупные тела порфировидных диоритов (J_3 - K_1 (?)). Au-Mo-Cu месторождения и проявления сопряжены с Егдыкгичским комплексом (K_1), который представлен тремя интрузивными фазами: монцодиориты, сиениты, кварцевые монцодиорит-порфиры. Монцодиориты наиболее распространены в центральной части зоны (м-ние Песчанка), сиениты -- в

северной части (РПЮ). Породы третьей фазы обнаружены как в центральной, так и южной (РПН) частях. Со штоками и крупными дайками III фазы и сопряжено оруденение. Верхнеюрские отложения и раннемеловые магматические интрузивные породы перекрыты терригенными образованиями айнахургнской свиты (K_1). Самыми молодыми в пределах зоны (за исключением четвертичного аллювия) являются дайки базальтов и андезитов (K_2).

На объектах Баимской зоны выделяется 4 типа метасоматических пород: 1) кварц-биотит-калишпатовые (*БККМ*), 2) пропилиты, 3) кварц-серицитовые (*КСМ*), 4) аргиллизиты. Кроме того, на глубоких горизонтах месторождений Песчанка и Находка установлены зоны кварц-калишпатовых пород. *БККМ* преобладают на месторождении Песчанка и проявлениях РПЮ. В *БККМ* выявлена высоко- и низкожелезистая гидротермальная темная слюда. В случае низкожелезистой слюды, метасоматиты содержат халькопирит и борнит. Из-за высокой фугитивности сульфидной серы, Fe предпочтительно входит в состав сульфидов, а не силикатов. В случае высокожелезистой слюды, *БККМ* не содержат сульфидных минералов и высокая железистость обусловлена более низкой по сравнению с магматитами температурой образования.

Пропилиты установлены на всех объектах Баимской зоны; они слагают внешнюю зону метасоматического ореола, замещая интрузивные, вулканические и вулканогенно-осадочные породы. Метасоматиты сложены эпидотом, магнезиогорнблендитом, актинолитом, турмалином, клинохлором, калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем, кальцитом. На месторождении Песчанка установлена зональность по составу клинохлора: от внутренней зоны ореола пропилитов к внешней в хлорите снижается содержание ^{IV}Al . Турмалин пропилитов является промежуточным членом ряда окси-дравит--повондраит; это типично пропилитов порфировых систем [4].

Распространенность *КСМ* увеличивается от РПЮ к РПН, что связано с уменьшением эрозионного среза рудных полей. В РПН фенгит и Na-содержащий мусковит обнаружены, соответственно, на верхних и нижних уровнях тел *КСМ*, в то время как на месторождении Песчанка в составе

КСМ развит только мусковит. Эти данные свидетельствуют о меньшем эрозионном срезе тел *КСМ* рудного поля Находка.

Аргиллизиты спорадически встречаются в РПН, крайне редки на месторождении Песчанка и отсутствуют в РПЮ. В РПН аргиллизиты образуют зоны мощностью 2-3 м. На поверхности аргиллизиты превращены в глинистую массу, содержащую фосфаты и сульфаты Al. В результате изучения керна буровых скважин установлено, что аргиллизиты сложены иллитом, диккитом, редким низкожелезистым клинохлором, кварце, турмалином, флюоритом и реликтовыми альбитом и серицитом. Зоны аргиллизитов рассечены прожилками родохрозита и замещающего его высокомарганцовистого доломита. Доломит аргиллизитов содержит до 45% минала кутнагорита, что сближает его с доломитом вулканогенных Au месторождений [1, 3].

Мезотермальное (Mo-Cu-порфировое) оруденение приурочено к *БККМ* и *КСМ* и представлено вкрапленностью и штокверками кварцевых жил и прожилков с борнитом, халькопиритом, молибденитом, пиритом и редкими безтитанистым магнетитом и высокопробным самородным золотом (>900). Среднее содержание Cu и Mo в рудах месторождений Песчанка и Находка 0.53% и 140 г/т и 0.34% и 54 г/т соответственно. Борнит образует кристаллы и их агрегаты с или без решетчатых структур распада халькопирита. Халькопирит замещает борнит. Молибденит представлен тонким прожилками и небольшими скоплениями тонких чешуек. По данным ICP-MS анализа минерал содержит 21-2673 г/т Re.

Эпитермальное (благороднометалльное) оруденение представлено IS и HS типами. Промышленное оруденение IS типа при среднем содержании 2.9 г/т Au, 56 г/т Ag, 0.9% Pb+Zn, and 0.15% Cu установлено только на южном фланге РПН (участки Весенний и Прямой). Руды сложены высокоAs пиритом (до 10 масс.% As), сфалеритом, галенитом, халькопиритом, цинкистым теннантит-тетраэдритом (замещает сфалерит и халькопирит), самородным золотом, электрумом и гесситом; редкие - штютцит, пирсеит, акантит. Низкопробное самородное золото (756-857) и электрум (657-743) слагают вроски и выполняют трещины в пирите, галените, блеклых рудах и образуют тесные срастания с гесситом.

Участок Весенний характеризуется вертикальной минеральной и геохимической зональностью. Эпитермальное оруденение расположено в верхней части. На глубине 150-200 м от поверхности оно рассекает Мо-Си штокверк и постепенно затухает до глубины 400 м. Содержание Au в рудах снижается, а концентрация Cu растет сверху вниз. В верхней части основной носитель Cu - блеклые руды, на глубине - халькопирит.

Из-за эрозионного среза приуроченная к аргиллизитам минерализация HS типа на объектах Баимской зоны очень редка. Рудные минералы представлены высокоAs пиритом, энаргитом, халькопиритом, высокожелезистым теннантитом, минералами Te и Se (алтаит, самородный теллур, клаусталит, курилит, фазы Ag-Te-Se, Pb-Ag-Bi-Te-Se, и Bi-Te-Se).

Проведен изотопный анализ серы халькопирита, пирита и сфалерита (по 4 пробы), борнита и галенита (по 1 пробе). Двенадцать образцов отобраны из эпитермальных и два - из мезотермальных руд. Изотопный состав серы эпитермальных минералов варьирует от -6.4 до +4.8‰; мезотермальных -- от -5.2 до -3.8‰. Все значения за исключением одного находятся в пределах $0 \pm 5\%$, что типично для магматического источника серы [6]. Интервалы значений $\delta^{34}\text{S}$ перекрываются, предполагая вклад общего магматического компонента в рудообразование.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00571а, 12-05-31067а) и ООО ГДК Баимская.

Литература:

1. Генералов М.Е. Карбонаты золоторудного месторождения и условия образования карбонат-содержащих ассоциаций. // Вестн. Моск. Ун-та, 1990. № 2. С. 88-94.
2. Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Шишаков В.Б. Медно-порфировое месторождение Песчанка. // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 48-58.
3. Спиридонов Э.М. Листвениты и зодиты. // ГРМ. Т. 33. № 2. С. 38-48.
4. Baksheev IA, Prokof'ev VYu, Zaraisky G.P., et al. () Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits. // Eur. J. Mineral., 2012. V. 24. P. 957-979.
5. Kaminski V.G. A geologic exploration model for porphyry copper deposits of the Baimka zone. // Internat Geol. Rev. 1989. V. 31. P. 1240-1250.
6. Ohmoto H, Goldhaber M.B. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd edn. John Wiley and Sons, New York, 1997. P. 517-612.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ МАМОНТА ЮКА И ЮКАГИРСКОГО БИЗОНА: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Белолюбский И.Н., Ивенсен Г.В., Боескоров Г.Г., Сергеев А.И.

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

belolubsky@diamond.ysn.ru

В июле 2010 г. на южном побережье пролива Дмитрия Лаптева в местности, которая называется Ойогосский яр, в 30 км к западу от устья р. Кондратьева были найдены замороженные остатки ископаемой лошади (*Equus* sp.). В августе того же года практически на том же обрыве, всего в 50 метрах от места находки остатков лошади, из древних льдистых отложений вытаял труп молодого мамонта (*Mammuthus primigenius* (Blum.)). Через год, в середине августа 2011 г., на северо-западном берегу озера Чукчалах (север Яно–Индибирской низменности) был обнаружен замороженный труп древнего бизона (*Bison priscus* Woj.). Место его находки расположено примерно в 100 км к юго-западу от места находки мамонта и древней лошади. Все три находки ископаемых животных были сделаны членами родовой общины «Юкагир» (глава общины Горохов В.Г.).

Северо-восток России и территория Якутии – один из немногих регионов Земли, где благодаря особым климатическим и геологическим условиям много тысяч лет сохраняются уникальные, древние едомные отложения, называемые также «ледовый комплекс». Эти отложения сформировались во время экстремально холодных оледенений плейстоценового периода и сохранились в малоизмененном виде до настоящего времени, благодаря холодному климату, господствующему на северо-востоке Евразии до настоящего времени.

Был произведен химический анализ (табл.) глинистых пород, непосредственно вмещающих мамонта (1) и бизона (2). Для определения генезиса этих отложений использовалась методика Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [3], которые предложили при изучении осадочных пород использовать не абсолютные содержания компонентов, а их отношения –

модули, которые позволяют сравнительно легко отличить вулканогенно–осадочные породы от нормально–осадочных.

Таблица

Химический состав и петрохимические модули глинистых пород, Ойгосский яр

	1	2	Гкл	Дацит
SiO ₂	63,59	69,43	58,10	66,76
TiO ₂	0,83	0,71	0,65	0,52
Al ₂ O ₃	14,02	13,29	15,40	16,05
Fe ₂ O ₃	0,88	1,40	4,02	1,94
FeO	3,06	1,82	2,45	2,11
MnO	0,07	0,05	0	0,11
MgO	1,27	0,18	2,44	0,84
CaO	1,50	2,48	3,11	1,85
Na ₂ O	2,26	2,35	1,30	4,16
K ₂ O	2,20	2,12	3,24	3,49
H ₂ O ⁺	2,76	1,81	5,00	н/опр.
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,17	н/опр.
CO ₂	0,55	0	2,63	
S	0,21	0,07		
П.п.п.	5,89	3,60		
Сумма	99,28	99,45		
ГМ	0,30	0,25	0,39	0,31
АМ	0,22	0,19	0,27	0,24
ФМ	0,08	0,05	0,15	0,07
ТМ	0,059	0,053	0,042	0,032
НМ	0,16	0,18	0,08	0,26
КМ	0,16	0,16	0,21	0,22
ЩМ	1,03	1,11	0,40	1,19
НКМ	0,32	0,34	0,29	0,48
ЖМ	0,27	0,23	0,40	0,25
Na ₂ O+K ₂ O,%	4,46	4,47	4,54	7,65

Нами были использованы следующие модули:

гидролизатный $ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$

алюмокремневый $АМ = Al_2O_3 / SiO_2$

фемический $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO) / SiO_2$

титановый $ТМ = TiO_2 / Al_2O_3$

натриевый $НМ = Na_2O / Al_2O_3$

калиевый $КМ = K_2O / Al_2O_3$

щелочной $ЩМ = Na_2O / K_2O$

нормированной щелочности $НКМ = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$

железный $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$

Химический состав глин и рассчитанные для них петрохимические модули приведены в таблице. Там же приведены средние химические составы глинистых сланцев (Гкл) по Ф.Кларку [1] и дацитов [2].

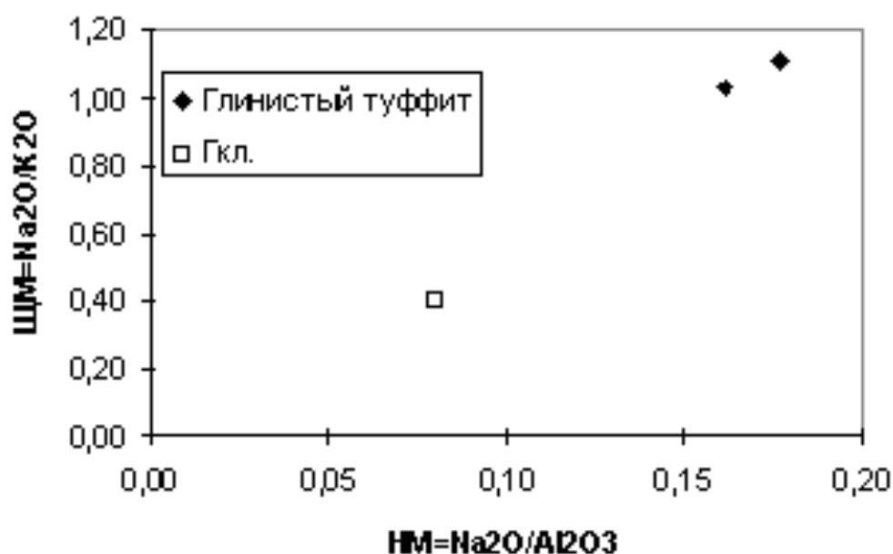


Рис. 1. Модульная диаграмма в координатах NM–ЩМ

На основании сравнительного анализа нами сделан вывод об вулканогенно–осадочном генезисе этой глинистой толщи. На это указывает высокое содержание Na_2O в исследованных образцах. В нормальных глинах его содержание низкое и в среднем по Ф. Кларку составляет 1,30% (таблица). В изученных образцах натрия значительно больше – 2,26% и 2,35%. Это свидетельствует о том, что в осадок поступал свежий обломочный материал, не подвергавшийся выветриванию и дальнему переносу, что свойственно именно вулканическому пеплу. Высокие значения $\text{ЩМ} > 1$ не характерны для нормальных глинистых пород, т.к. при длительном переносе обломочного материала в первую очередь в сумме щелочей уменьшается содержание Na_2O и увеличивается – K_2O . В рассматриваемом случае, хотя сумма щелочей в образцах точно такая же, как и в нормальных глинах, соотношение содержаний Na_2O и K_2O в них диаметрально противоположно (таблица). Железа также содержится мало ($\text{ФМ} = 0,08$ и $0,05$) по сравнению с нормальными глинами и в сумме преобладает закисное, в то время как в нормальных осадочных породах железо присутствует преимущественно в трехвалентном состоянии. На модульной диаграмме (рис.1) в координатах NM–ЩМ точки химических

составов изученных образцов попадают в область, расположенную довольно далеко от точки среднего химического состава глинистых пород по Ф. Кларку.

На рис. 2 приведены модульные кривые изученных образцов и модульные кривые для средних значений нормальных глинистых и кислых магматических пород (дацитов). Модульные кривые изученных глин практически сливаются с модульной кривой дацита, что свидетельствует об их генетическом единстве. Заметное различие наблюдается только в значениях НМ, что естественно, т.к. при извержениях из пеплового облака в первую очередь теряется натрий. Таким образом, можно сделать вывод о том, что источником обломочного материала для образования изученной глинистой толщи являлась вулканическая деятельность. В осадок поступал пирокластический материал кислого (дацитового) состава с его низкой железистостью и высокой щелочностью. Изученные образцы по совокупности признаков можно отнести к вулканогенно–осадочным породам с содержанием вулканогенного материала более 50% (глинистые туффиты).

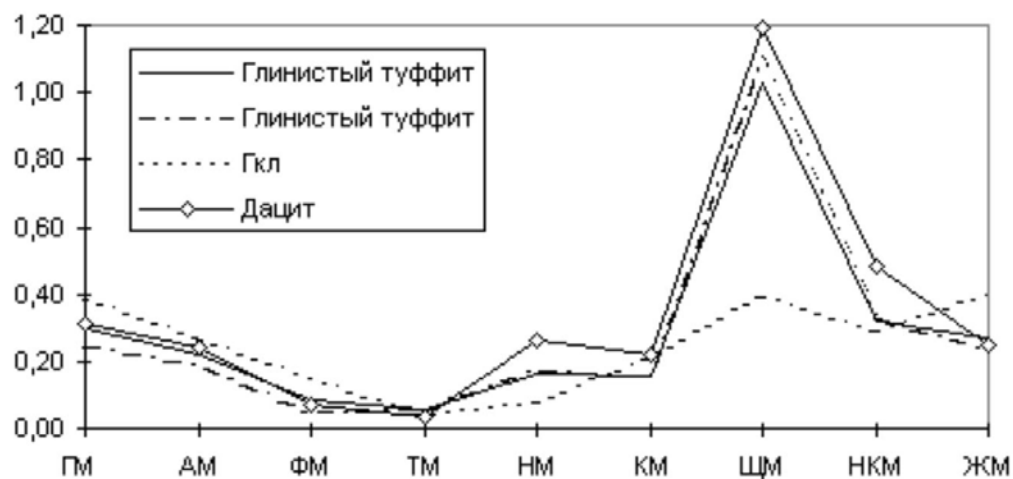


Рис. 2. Модульные кривые

Литература:

1. Мейсон Б. Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 312 с.
2. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо–Востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1986. – 262 с.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000.– 479 с.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ АЛМАЗНОГО БУРЕНИЯ С ПРОДУВКОЙ СЖАТЫМ ВОЗДУХОМ В МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ПОРОДАХ

Бердыев С. С.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

sidbersan@rambler.ru

Одним из наиболее эффективных способов колонкового бурения в многолетнемёрзлых породах является алмазное бурение. Алмазный породоразрушающий инструмент даёт возможность бурить скважины на больших глубинах в породах высокой категории буримости. Это связано с тем, что алмаз имеет высочайшие показатели твёрдости и абразивности. Однако при разрушении твёрдых горных пород в результате трения на забое возникают высокие температуры, вследствие чего эффективность алмаза как породоразрушающего материала снижается. Поэтому одним из важнейших направлений в области изучения процесса алмазного бурения является исследование действия температурного фактора и оптимизация температурного режима бурения. [1]

В конечном счете, одним из основных условий эффективности алмазного бурения является достаточное охлаждение породоразрушающего инструмента на забое, которое, в свою очередь, главным образом зависит от выбора очистного агента, а также от технологии его применения.

В настоящее время в качестве очистного агента применяют промывочную жидкость, газожидкостные смеси и сжатый воздух. В условиях многолетней мерзлоты последний имеет ряд преимуществ перед остальными. Сжатый воздух не приводит к изменению температурного режима мёрзлых пород, как промывочная жидкость, и не требует дорогостоящего оборудования и трудоёмкой технологии, в отличие от ГЖС. Кроме того, применение сжатого воздуха исключает некоторые виды осложнений, такие как набухание горных пород и поглощения. Также следует отметить, что при бурении с продувкой выход керна при проходке

рудных зон выше на 6%, чем при бурении с промывкой, сменная производительность выше на 35%, а стоимость бурения одного метра ниже на 26%. [2]

К недостаткам сжатого воздуха относятся невозможность его использования в условиях водопроявлений, а также низкая теплопроводность. Последнее обстоятельство имеет особое значение для алмазного бурения.

Алмазное бурение с продувкой сжатым воздухом проводится в толщах эффузивных и осадочных пород VI-X категорий буримости. В условиях криолитозоны для предотвращения растепления стенок скважины, выпадения и замерзания конденсата, а также повышения целостности и, как следствие, выхода керна сжатый воздух охлаждают с помощью специального оборудования. Также охлаждение потока сжатого воздуха производят с помощью изменения его внутренней энергии. В этом случае используются такие явления как адиабатическое расширение и вихревое охлаждение. [4]

С помощью математического анализа такими учёными, как Кудряшов Б.Б., было установлено, что из-за малого расхода воздуха, высоких скоростей его движения и, как следствие, больших значений коэффициента теплоотдачи температура в скважине уже на глубине 50-70 м становится равной температуре пород независимо от начальной температуры воздуха.

Наиболее неблагоприятны условия бурения в многолетнемёрзлых породах при высоких начальных температурах воздуха и больших его расходах. При этом в стволе скважины возможно сохранение положительной температуры, что приводит к осложнениям. В случаях, когда расход воздуха невысок, его начальная температура перестаёт оказывать отрицательное воздействие.

Во всех случаях бурения с продувкой температура воздуха резко возрастает у забоя скважины под действием тепла, выделяемого в результате трения породоразрушающего инструмента о породу. При охлаждённом воздухе максимальная температура устанавливается, как правило, на забое скважины. [3]

Температурный режим алмазного бурения с продувкой зависит от трёх критериев:

- конструкция алмазного породоразрушающего инструмента;
- материал, из которого сделана матрица
- охлаждение сжатого воздуха

В дальнейшем оптимизация температурного режима связана с применением более эффективного охлаждения, оптимизацией величины расхода сжатого воздуха и конструктивного исполнения алмазного породоразрушающего инструмента.

Литература:

1. Горшков Л.К., Гореликов В.Г., Температурные режимы алмазного бурения. – М.: Недра, 1992. – 173 с.;
2. Кудряшов Б.Б., Чистяков В.К., Литвиенко В.С., Бурение скважин в условиях изменения агрегатного состояния горных пород. – Л.: Недра, 1991. – 295 с.;
3. Кудряшов Б.Б., Яковлев А.М., Бурение скважин в осложнённых условиях: Учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1987. – 269 с.;
4. Повышение эффективности колонкового алмазного бурения, под ред. Воздвиженского Б.И., Воробьёва Г.А., Горшкова Л.К. и др. – М.: Недра, 1990. – 208 с.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЙ РАССЛОЕННЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Березкин В.И., Кравченко А.А., Попова С.К.

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

igabm@ysn.ru

Рассматриваемый керакский комплекс (руч. Керак, лев. приток р. Бол. Нимныр) долгое время включался в состав федоровской свиты алданского гранулитового мегакомплекса, т.е. предполагалось его

первично вулканогенное происхождение. И только в 90 годах прошлого века был выделен как невалидный метаморфизованный в гранулитовой фации интрузивный дайковый (?) комплекс. В первых результатах наших работ [2] впервые были освещены петрография, химические составы пород и минералов и на этой основе предположена первоначально расслоенная природа разнообразия пород. В докладе на значительно более обширном материале представлено химико-петрографическое расчленение пород и показано разнообразие породообразующих, акцессорных и рудных минералов этого уникального комплекса.

В петротипе нами оконтурены два тела с протяженностью 1 и 2,5 км при ширине 0,5 и 0,6 км, а вне их незначительные делювиальные развалы, смешанные с гранитоидами, мигматито-гнейсами, гнейсами и другими породами. Геологические соотношения с окружающими гранитоидами, гнейсами из-за слабой обнаженности остаются неясными, за исключением сечения их гранитами и пегматитами.

В таблице средних составов (см. табл.) число анализов (n) видов и подвидов пород отражает их количественные соотношения. Выделены 4 вида кристаллических сланцев с подвидами а, б, в, единичные анализы которых нанесены на диаграмму (рисунок), что позволяет увидеть особенности химических составов пород комплекса и сравнить их с составами базитов изученных на Земле [1]. 1 вид представлен оливин-шпинель-пироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами с подвидами: 1а – высокоглиноземистые, 1б – умеренно и низкоглиноземистые. Содержания плагиоклаза и других минералов подвержены значительным колебаниям. 2 вид – двупироксен-роговообманковые сланцы с подвидами: 2а – высокоглиноземистые, 2б – умеренно и низкоглиноземистые. 2в – несколько обособленный вид (ультрамафит) отличается отсутствием или малыми содержаниями плагиоклаза, присутствием в большом количестве клинопироксена (+ортопироксен и роговая обманка, ±шпинель, оливин). В 3 вид объединены существенно плагиоклазовые породы: лейкосланцы (3а), анортититы (3б) и битовнититы (3в). Найдена единственная изометричная угловатая глыба

шпинелита (20 см, 4а), а также богатая шпинелью роговообманково-пироксен-оливиновая порода (4б).

Шпинели, количество которых доходит в породах до 30-35 %, а в шпинелите ~ 95 %, относятся к плеонастам. В них установлены структуры распада с выпадением магнетита с примесью Cr_2O_3 . Распавшаяся шпинель могла относиться к пикотитам. Оливины в разной степени серпентинизированы с выделением рудной сыпи также с примесью Cr_2O_3 . Ортопироксены преобладают над клинопироксенами. Более того клинопироксены часто отсутствуют в породах 1 вида, а в породах 2 вида, как и ортопироксены обычны, доходя в 2в иногда до главного минерала – фассаита ($\text{SiO}_2 = 47.7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.4$, $\text{CaO} = 24.9$ %) неизвестного в обычных метабазах [4]. Роговые обманки, как оливины и пироксены, высокомагнезиальны. В них концентрация Al_2O_3 доходит до 18 %, а TiO_2 по сравнению с гранулитовыми базитами [4] особенно низкие. Плагиоклазы в основном представлены анортитами, реже битовнитами. Наложенные изменения в плагиоклазах выражены серицитизацией и мусковитизацией, соссюритизацией цоизитового состава, что вызывает в породах повышение концентрации K_2O и Na_2O . Но такие изменения, а также раскисление плагиоклазов (привнос Na_2O) встречается в существенно плагиоклазовых породах в основном локально. Заметно химически измененные породы в расчеты средних не включались.

Кроме названных минералов микрозондом в кристаллосланцах получены анализы, соответствующие апатиту, фтор- и хлорапатиту, монациту, хлориту, прениту, пумпеллииту, кальциту, сидериту, галиту, бариту, диаспору и т.д. Также диагностированы сульфидные и другие рудные минералы и элементы в агрегатах, единичных кристаллах и их ассоциаций: пирит; пирротин±пентландит±халькопирит; борнит-халькозин-интерметаллиды меди, золота, серебра, висмута, свинца, теллура, никеля; малахит±хризоколл±делафоссит; цинк, аргентит и др. Ведется дальнейшее изучение как высоко-, так и низкотемпературной минерализации.

Получено небольшое количество определений элементов-примесей. В видах 1 и 2 обнаружены повышенные концентрации Cr (до 1900 г/т), Ni

(до 860 г/т), в анортитите Sr (680 г/т). Концентрации Zr, Y, Hf, Na, Ta, Th, U, PЗЭ очень низкие. Распределение последних недифференцированное [2].

Таблица

Средние составы пород керакского комплекса

	1а	1б	2а	2б	2в	3а	3б	3в	4а	4б
SiO ₂	<u>43,42</u> 40,4-45,1	<u>43,92</u> 40,8-46,4	<u>46,83</u> 45,1-48,6	<u>48,16</u> 45,4-49,7	<u>42,96</u> 40,4-46,7	<u>44,1</u> 42,5-47,1	<u>45,07</u> 44,7-45,9	49,86	3,36	31,24
TiO ₂	<u>0,14</u> 0,04-0,23	<u>0,14</u> 0,04-0,29	<u>0,23</u> 0,09-0,33	<u>0,33</u> 0,19-0,58	<u>0,21</u> 0,18-0,24	<u>0,15</u> 0,04-0,4	<u>0,11</u> 0,06-0,15	0,04	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	<u>19,44</u> 17,5-23,4	<u>15,17</u> 10,5-17	<u>18,70</u> 17-20,9	<u>14,39</u> 10,5-17	<u>14,12</u> 10,2-16,9	<u>29,84</u> 27,3-31,6	<u>32,49</u> 30,4-35,4	32,09	58,91	23,92
Σ FeO	<u>7,83</u> 6,4-11,2	<u>8,61</u> 7-12,4	<u>6,08</u> 4,7-7,0	<u>7,11</u> 4,9-9,3	<u>6,33</u> 5,6-6,9	<u>2,98</u> 1,7-6,5	<u>1,51</u> 0,7-2,2	0,76	17,59	15,1
MnO	<u>0,11</u> 0,07-0,17	<u>0,12</u> 0,07-0,21	<u>0,14</u> 0,07-0,2	<u>0,13</u> 0,08-0,16	<u>0,12</u> 0,11-0,12	<u>0,05</u> 0,02-0,09	<u>0,03</u> 0,01-0,04	0,01	0,18	0,15
MgO	<u>17,41</u> 12,6-21,3	<u>21,8</u> 16-26,7	<u>12,40</u> 8,3-15,6	<u>14,80</u> 11,0-23,0	<u>14,61</u> 13,5-15,2	<u>4,21</u> 2,7-5,5	<u>1,83</u> 0,01-2,8	0,01	19,04	27,76
CaO	<u>10,38</u> 8,2-12,7	<u>8,96</u> 6,7-13	<u>14,17</u> 11-17,5	<u>13,80</u> 8,3-16,8	<u>21,25</u> 20,4-23,0	<u>17,07</u> 14,5-18,3	<u>17,14</u> 16,1-18,0	14,22	0,47	1,47
Na ₂ O	<u>0,97</u> 0,3-1,7	<u>0,94</u> 0,29-1,8	<u>1,12</u> 0,8-1,8	<u>0,95</u> 0,5-1,3	<u>0,19</u> 0,12-0,26	<u>0,8</u> 0,5-1,6	<u>0,83</u> 0,6-1,3	2,81	0,05	0,15
K ₂ O	<u>0,26</u> 0,04-0,6	<u>0,31</u> 0,07-0,6	<u>0,27</u> 0,01-0,55	<u>0,28</u> 0,08-0,6	<u>0,16</u> 0,03-0,36	<u>0,71</u> 0,11-1,3	<u>0,87</u> 0,2-1,3	0,18	0,33	0,12
P ₂ O ₅	<u>0,04</u> 0-0,07	<u>0,04</u> 0,01-0,1	<u>0,05</u> 0,01-0,08	<u>0,05</u> 0,03-0,07	<u>0,05</u> 0,03-0,06	<u>0,09</u> 0,02-0,3	<u>0,11</u> 0,03-0,25	0,03	0,01	0,02
n	24	19	19	13	3	8	4	1	1	1

Примечание. 1 – оливин-шпинель-пироксен-роговообманковые кристаллосланцы: высокоглиноземистые (а), умеренно- и низкоглиноземистые (б); 2 – двупироксен-роговообманковые кристаллосланцы: высокоглиноземистые (а), умеренно- и низкоглиноземистые (б), ультрамафитовые (в); 3 – существенно плагиоклазовые породы: лейкосланцы (а), анортититы (б), битовнититы (в); 4а – шпинелит, 4б – роговообманково-пироксен-шпинель-оливиновая порода. В числителе приведены средние содержания пороодообразующих оксидов, в знаменателе – пределы содержания (вес. %).

Химические, модальные и нормативные составы позволяют заключить, что первичные породы представляли собой шпинелевые троктолиты, троктолиты (1вид), оливиновое габбро (2), габбро (троктолит)-анортозиты и анортозиты (3). Шпинелевые троктолиты, вероятно были сложены кумулятивными оливинами, шпинелями, анортитами и пироксенами с долей интеркумулусного расплава, состава близкого оливиновому габбро.

Комплекс, таким образом, отличается эвкритовым химизмом, а не толеитовым широко распространенным на Алданском и других древних

щитах. Шпинелевые троктолиты как вид магматических пород на Земле не выделяются, но широко развиты на Луне [3]. Анортозиты Луны, как и керакские отличаются предельной основностью плагиоклаза. Составы других пород керакского комплекса перекрываются составами одноименных земных пород (см. рис.1).

Совершенная расслоенность с сортировкой минералов до мономинеральных (анортозиты, шпинелиты) характерна крупным массивам и неизвестна в малых телах: силлах, дайках и др. [3, 5]. Возможно кристаллизация протолитов керакских пород происходила в глубинных частях маломощного тела достаточно длительно, что обеспечивало хорошую сортировку кумулатов. Однако, не исключена вероятность того, что наблюдаемые маломощные тела представляют собой тектонизированные фрагменты какого-то крупного тела.

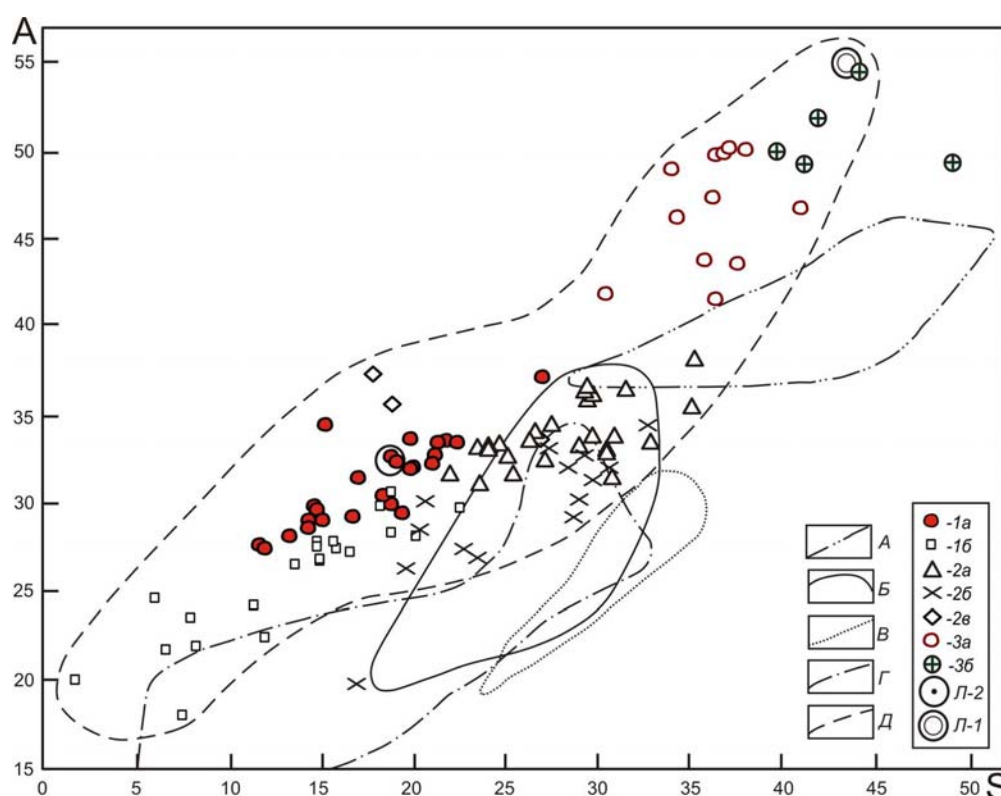


Рис.1. Распределение анализов пород керакского комплекса на диаграмме А-S [1], где $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$, $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$ вес. %.

Условные обозначения 1а, 1б и т.д. соответствуют обозначениям подвидов пород керакского комплекса в таблице, Л-1 – троктолиты Луны, Л-2 – анортозиты Луны по [3]. Линии оконтуривают поля составов главных видов основных плутоических пород нормального ряда Земли по [1]: А – анортозиты (битовнититы, лабрадориты), Б – габбро, В – нориты, Г – пироксениты. Д – поле пород керакского комплекса.

Литература:

1. Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра. 1981. 160 с.
2. Березкин В.И., Кравченко А.А., Смелов А.П. Первые данные о геологии и составе раннедокембрийского анортозит-габбро-троктолитового комплекса в центральной части Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 70-79.
3. Магматические горные породы (под. ред. О.А. Богатикова). М.: Наука. 1985. 486 с.
4. Таблицы химических составов и кристаллохимических формул минералов из метаморфических пород и гранитоидов Алданского щита. Якутск: Якутский филиал СО РАН СССР. 1983. 360 с.
5. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М. Мир.: 1970. 552 с.

О ГЕНЕЗИСЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА НЕПСКО-ПЕЛЕДУЙСКОГО СВОДА НЕПСКО – БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Берзин А.Г., Туги Э.Р., Иванов И.С.

СВФУ им. М.К. Аммосова г. Якутск

Глубинное строение Непско-Пеледуйского свода (НПС), глубже кровли кристаллического фундамента, вскрываемого скважинами, однозначно не установлено и является дискуссионным вопросом. Актуальность его решения имеет прямое отношение к природе месторождений, открытых в докембрийских отложениях осадочного чехла. При этом, не следует игнорировать и гипотезу член корреспондента РАН Б.А. Соколова, выдвинутую им еще в 90-х годах прошлого столетия, по которой в основании свода залегает аллохтонная пластина, надвинутая из Предпатомского прогиба в предвендское время на южную часть Иркинеевско-Катангского палеорифта [1].

Для построения априорной физико-геологической модели (ФГМ) глубинного строения НПС рассматривались геолого-геофизические материалы на площади исследований: карты гравитационного и

магнитного полей, структурные карты по кристаллическому фундаменту и реперам в осадочном чехле, данные глубоких скважин (рис.1).

Установленные по этим материалам особенности характеристик изучаемой территории, имеющие отношение к данной проблематике, свидетельствуют, что некоторые из них противоречат сложившимся традиционным представлениям о ее глубинном строении и косвенно подтверждают гипотезу Б.А. Соколова.

Определенное значение для интерпретации материалов имеет сейсмический разрез МОГТ и наблюдаемое гравитационное поле ΔG по участку геотраверса “Батолит-1” [2]. Участок этого профиля проходит с северо-запада на юго-восток через Верхне-Чонское и Талаканское газонефтяные месторождения и заканчивается в Нюйско-Джербинской впадине Предпатомского прогиба (рис.1).



С целью повышения возможности эффективного разделения осадочного чехла и кристаллического фундамента, обеспечивающего идентификацию его кровли и выявление структурных элементов ФГМ, проведена многоплановая обработка цифровой записи сейсмического разреза МОГТ в интервале профиля 1080-1250 км с использованием

возможностей компьютерной системы спектрально-корреляционного анализа геоданных «КОСКАД 3D» [3].

Интерпретация полученных временных разрезов позволила выявить ряд зависимых сейсмических признаков развития палеорифта в основании НПС и перекрывающей его кристаллической пластины. Есть основания полагать, что рассматриваемый палеорифт является продолжением Иркинеево-Чадобецкого авлакогена, хорошо изученного сейсморазведкой и бурением на территории Красноярского края и прослеживаемого на “Схематической карте геодинамического районирования Лено-Тунгусской НГП” до границ НПС [4].

По параметрам геологического разреза, полученным по сейсмическим данным, и наблюдаемой кривой поля ΔG на профиле построена геоплотностная модель и модель эволюции рифта и перекрывающей его кристаллической пластины.

Принципиально важным является установление последовательности тектонических процессов, приведших к образованию кристаллической пластины. По Б.А. Соколову аллохтонная пластина, перекрывающая рифейские отложения в основании НПС, надвинута из Предпатомского прогиба (ПП) под углом к горизонту и имеет толщину 2-3 км. Рассмотрение сейсмических материалов свидетельствует, что такой пластине недостаточно места в разрезе, чтобы наблюдать неглубокие подфундаментные отражения и образование пластины должно иметь другую природу.

С учетом установленных особенностей геологического разреза и построенной геоплотностной модели полагается, что кристаллическая пластина может быть только остаточным (реликтовым) фрагментом аллохтонного гранитогнейсового блока земной коры, надвинутого в предвендское время на палеорифт (авлакоген) и ее генезис тесно связан с эволюцией палеорифта (рис.2)

Прокомментируем модель эволюции рифта и образования аллохтонной пластины.

По аналогии с Иркинеево-Чадобецким авлакогеном [4] рифтовый этап развития палеорифта в основании НПС завершился в конце раннего

риффея и сопровождался накоплением мощной толщи вулканогенно-осадочных пород. В среднем-позднем рифее над рифтовой зоной развивался авлакоген с накоплением мощной осадочной терригенно-карбонатной толщи (стадия А).

В позднем рифее авлакоген подвергся боковому сжатию с юго-востока, со стороны Предбайкальской складчатой области и был перекрыт блоком гранитогнейсового слоя земной коры. Это важный момент отличия развиваемой модели от модели Б.А. Соколова, т.к. срыв фундамента мог быть только латеральным и на уровне переходного прослоя между верхним гранитным ($\sigma=2750 \text{ кг/м}^3$) и нижним базитовым ($\sigma=3100 \text{ кг/м}^3$) слоями, в котором признано существование резкого снижения реологической вязкости с 10^{24} до 10^{18} Па с . (стадия Б).

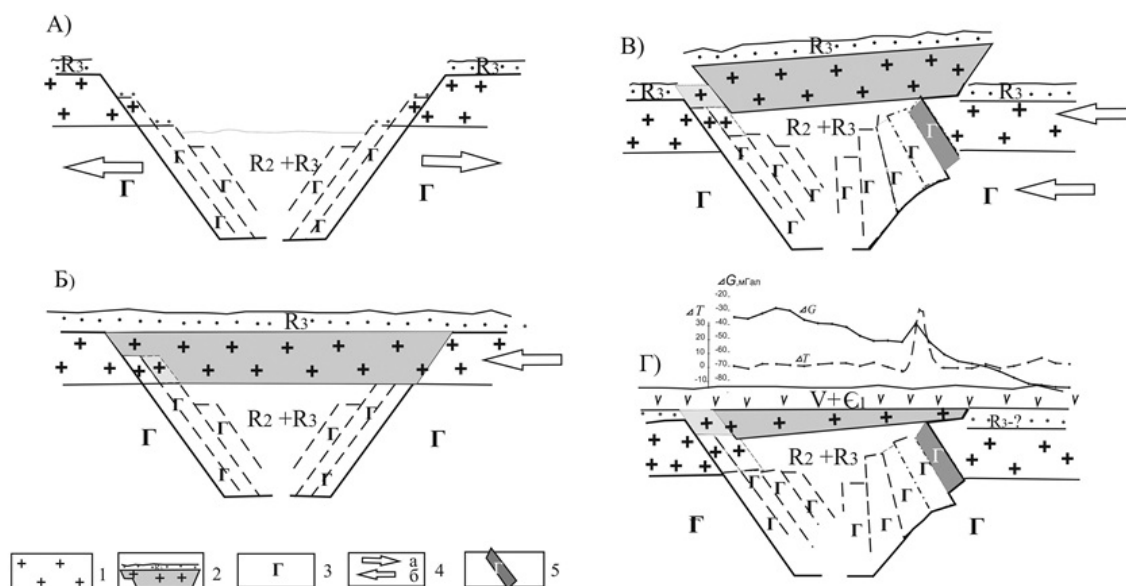


Рис.2. Модель эволюции рифта и образование аллохтонной пластины

А) Стадия растяжения земной коры, образования рифта и накопления рифейских отложений R_2 и R_3 . Б) Стадия тангенциального сжатия со стороны Байкало-Патомской складчатой области и перекрытия рифта гранито-гнейсовым блоком земной коры. В) Деформация рифта и выдавливание надвинутого блока вверх Г). Денудация выступающей части блока и пенеппенизация. ΔG и ΔT – кривые гравитационного и магнитного полей.

1- гранито-гнейсовый слой Земли; 2- надвинутый блок; 3-гранулитно-базитовый слой Земли и блоки; 4- тангенциальные напряжения: а-растяжения, б-сжатия; 5-выступающий под пластину гранулитно-базитовый блок субвертикального падения.

Деформация рифта и его стенки со стороны действующих напряжений и выдавливание вверх аллохтонного блока; вместе с ним

поднимается вверх и меняет свое падение один или несколько гранулитобазитовых блоков (стадия В).

Денудация выступающей части блока, пенепленизация поверхности на уровне накопившихся к тому времени отложений верхнего рифея в прилегающих частях Курейской синеклизы и Предпатомского прогиба, и образование реликтовой кристаллической пластины (стадия Г).

Важным признаком, подтверждающим отмеченную особенность срыва фундамента, представленную модель и существование палеорифта под реликтовой пластиной, является наблюдаемый падающий тренд гравитационного поля и интенсивная локальная синфазная аномалия потенциальных полей ΔG и ΔT (рис 2-Г).

Падающий тренд гравитационного поля и локальная аномалия потенциальных полей обусловлены субвертикальным гранулитобазитовым блоком повышенной плотности и намагниченности, выведенным под пластину в результате процессов деформации палеорифта под действием тангенциальных напряжений со стороны Байкало-Патомской складчатой области. Отметим, что такого признака в потенциальных полях со стороны северо-западного борта с ненарушенным гранитным слоем – не наблюдается.

Литература:

1. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа (избранные труды).- М.: МГУ, 2001- С. 233-310
2. Детков В.А., Вальган В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай-Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии (материалы научно-практического семинара) Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2007.С
3. Петров А.В. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных “Коскад-3Д” версия 2004.1 М: МГГУ, 2004.
4. Ларкин В.Н., Вальчак В.И. Прогнозирование новых зон нефтегазонакопления на юго-западе Восточной Сибири Гелогия нефти и газа 2007 №1.

ОНТОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРОБЛЕМЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АЛМАЗА В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ЗЕМЛИ

Бескрованов В.В.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

bescrovanov@mail.ru

В вопросе о месте кристаллизации алмаза в вертикальном разрезе Земли мнения исследователей расходятся. Сторонники ксеногенной гипотезы утверждают, что кристаллы алмаза сформировались в верхней мантии и были транспортированы из земных недр кимберлитами. Согласно конкурирующей, аутигенной гипотезе, алмазы образовались непосредственно в кимберлитовой магме. Имеются и компромиссные представления, обсуждающие зарождение алмазов в мантии с последующим "дозреванием" в кимберлитовой магме.

Анализ проблемы привел нас к предположению, что обсуждаемую проблему может прояснить сравнительный анализ особенностей алмазов из мантийных ксенолитов, для которых глубинное происхождение считается доказанным, с соответствующими характеристиками алмазов другого генезиса.

Мы проанализированы результаты изучения алмазов из мантийных ксенолитов, обнаруженных в трубках Мир, Удачная и Сытыканская, полученных нами [1, 2] и другими исследователями. Ксенолиты были представлены биминеральными и кианитовыми (дистеновыми) эклогитами, перидотитами и гранатовыми пироксенитами, занимающими промежуточное положение между основными и ультраосновными породами.

Для сравнительного анализа особенностей ксенолитовых алмазов с алмазами другого генезиса использован онтогенический метод [2], основанный на выделении в природных индивидах алмаза трех онтогенических областей (центральная α , промежуточная β , и

периферийная γ), отличающихся физическими свойствами и формой ростовых зон (рис.). Кристаллы, прекратившие рост на стадии образования каждой области образуют раннее $\{\alpha\}$, промежуточное $\{\beta\}$ и заключительное $\{\gamma\}$ семейства алмаза. К ним добавляются два семейства — регрессивное $\{\eta\}$ и деструктивное (измененное) $\{\omega\}$. Кристаллы каждого семейства объединяет одинаковая генетическая история, схожесть морфологических черт и физических свойств.

В обсуждаемой проблемы особый интерес представляет вопрос о влиянии ксенолитов на общую алмазоносность кимберлитовых пород. В одном ксенолите обычно содержится несколько кристаллов, реже встречается несколько десятков алмазных зерен и отмечены находки ксенолитов с обильным до тысячи зерен содержанием алмаза [1 — 3]. Распределение кристаллов внутри ксенолитов не обнаруживает какой-либо закономерности. По наблюдениям З.В. Специуса [1, 5], не установлено их тяготение к приповерхностной зоне, что отвергает утверждение [4], о механическом вдавливании сформировавшихся кристаллов алмаза в поверхность ксенолитов.

Полученные нами результаты исследования алмазов из ксенолитов перидотитов и эклогитов показали, что они являются, главным образом, кристаллами раннего семейства $\{\alpha\}$, сложенные только центральной областью. Их общие характеристики аналогичны соответствующим характеристикам центральных (ядерных) частей кристаллов из кимберлитов. Среди ксенолитовых алмазов отмечены кристаллы промежуточного $\{\beta\}$ и регрессивного (алмазы в оболочке) семейств $\{\eta\}$.

Важной деталью всех ксенолитовых алмазов является полное отсутствие полнозональных кристаллов (все три области $\alpha + \beta + \gamma$) заключительного семейства $\{\gamma\}$. Периферийная область содержится только в анатомии алмазов из кимберлитов и, по результатам наших исследований и анализу опубликованных данных, не устанавливается в кристаллах другого генезиса.

Количественную оценку вклада эклогитовых ксенолитов в общую алмазоносность кимберлитовых пород провели Н.Н. Зинчук и В.И. Коптиль [3]. Они проанализировали все алмазы, извлеченные из

крупнообъемных проб из трубки Сытыканская. В результате, среди алмазного сырья, общая масса которого составила 9000 кар, они сумели выявить только 60 зерен эклогитового алмаза, общая масса которых в сумме составила около 10 кар. В пересчете на количественное содержание это составляет не более 0,02 % от общего числа алмазов по трубке или 0,1 % по массе.

Полученные результаты привели авторов к выводу о незначительности вклада алмазов из ксенолитов эклогита в общую алмазоносность трубки.

Содержание алмаза в самих ксенолитах исключительно высокое, что демонстрирует эклогит (масса 90,045 г.) ТМ-180 из трубки Мир [3]. В процессе обогащения желвак развалился на 11 обломков, из которых десять кусочков были раздроблены для анализа. Из них было извлечено 70 зерен алмаза общей массой 613,0 мг, что составило 0,7 % от массы ксенолита. Это соответствует содержанию алмаза 34038,27 кар/т (6807,6 г/т). Чтобы оценить эти показатели, для сравнения, укажем, что алмазоносность свыше 2 кар/т для кимберлитовых пород считается высокой.

Приведенные в работе [3] данные имеют двойственный характер. С одной стороны абсолютно высокое содержание алмазов в мантийных ксенолитах свидетельствует в пользу ксеногенной гипотезы, с другой — подсчет эклогитовых алмазов в общей массе алмазного материала указывает на незначительность ксеногенного материала в интегральной алмазоносности кимберлитовой трубки.

Не свидетельствует в пользу ксеногенной гипотезы и отличие типоморфных признаков алмазов из кимберлитовых трубок и алмазов ксенолитов из тех же трубок [3]. Авторы указанной работы отмечают, что для алмазного сырья трубки Мир типичны плоскогранные остросереберные октаэдры, в которых не возбуждается фотолюминесценция. Кристаллы с подобными свойствами не встречены в ксенолитах, обнаруженных в этой же трубке.

Алмазы, извлеченные из эклогитовых желваков ТМ-14, ТМ-17, ТМ-19 и ТМ-180 характеризует своеобразие морфологических и физических особенностей, отличающих их от трубочных алмазов [3]. Во всех

ксенолитах не установлены нелюминесцирующие плоскогранные остросереберные октаэдры, типичные для алмазной массы из кимберлитов трубки Мир. Их описание соответствует характеристике полнозональных кристаллов $[\alpha + \beta + \gamma]$ заключительного семейства $\{\gamma\}$.

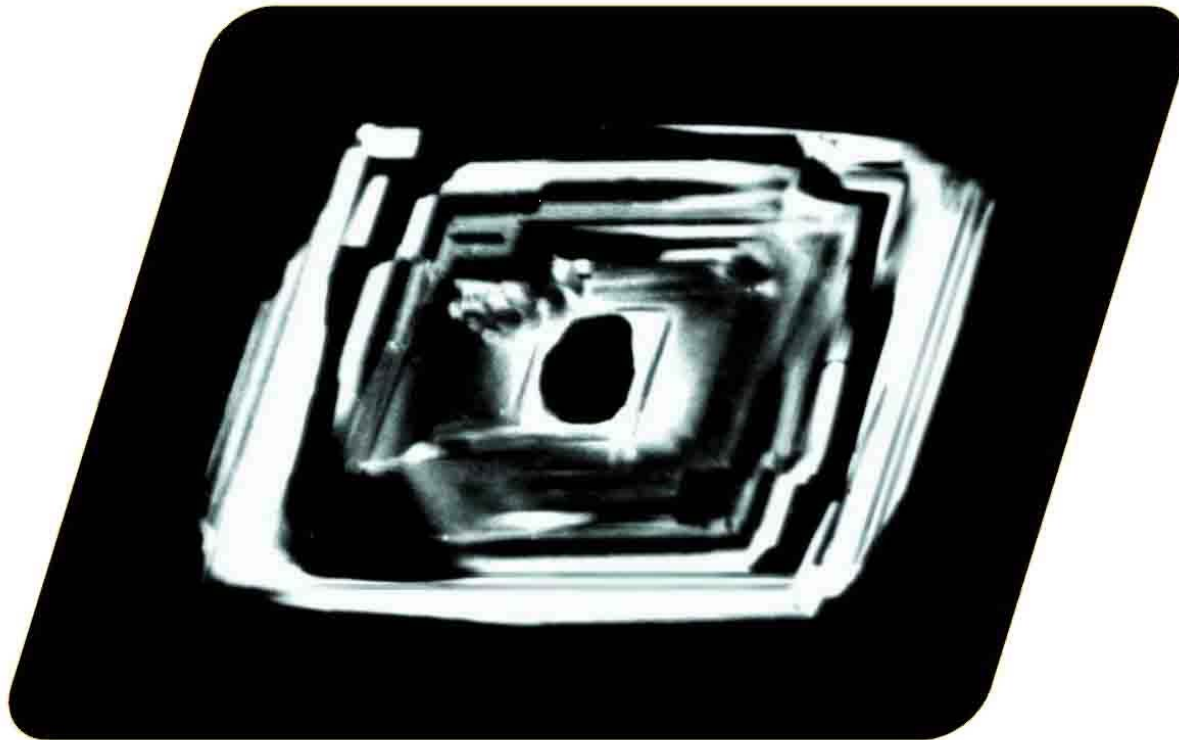


Рисунок. Внутреннее строение (анатомия) остросереберного октаэдра Oh_γ заключительного семейства (α — центральная + β — промежуточная + γ — периферийная области). Топограмма пластины по (110) кристалла алмаза 2014 (трубка Айхал) в проходящем монохроматическом УФ-свете с $\lambda = 300$ нм (черное — поглощение, белое — пропускание).

Понять несоответствие между сверхвысокой алмазоносностью мантийных ксенолитов и незначительностью их вклада в общее содержание алмазов кимберлитовых трубок позволяет онтогенический метод. Кристаллы алмаза зародилась в глубинных породах верхней мантии. Часть из них прервала рост, выделилась в виде алмаза раннего семейства $\{\alpha\}$ и была доставлена ксенолитами в кимберлитовую магму. Это объясняет абсолютно высокое содержание алмаза в ксенолитах мантийных пород. Отсутствие среди ксенолитовых алмазов заключительного семейства $\{\gamma\}$, указывает на то, что основная масса алмаза дорастала в кимберлите.

Литература:

1. Бескрованов В.В., Speziус З.В., Малоголовец В.Г., Хренов А.Я., Полканов Ю.А. Морфология и физические свойства алмаза из мантийных ксенолитов// Минералогический журнал. 1991. N 5. С. 31 — 42.
2. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. М.: Наука. 1992. 167 с.; 2-е изд., исп. и доп. — Новосибирск: Наука. 2000. 264 с.
3. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. — 603 с.
4. Михеенко В.И., Владимиров Б.М., Ненашев Н.И., Сельдишева Е.Б. Валун алмазоносного эклогита из эклогита трубки «Мир». — Докл. АН СССР, 1970. Т. 190, № 4 — 6.
5. Speziус З.В. Некоторые особенности алмазов в ксенолитах эклогитовых пород и проблема генезиса алмаза в кимберлитах // Минералы углерода в эндогенных процессах: Тез. докл. Всесоюз. конф. "Самородное элементообразование в эндогенных процессах". Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1985. Ч. 3. С. 41 — 44.

ТИПОМОРФНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПОРОД ВЕРХНЕТИРЕХТЯХСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Бикбаева Е.Е.

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

Верхнетирехтяхский массив локализован в пределах хребта Тас-Хаяхта в северной части Главного батолитового пояса. Он представляет собой плитообразное тело с полого-волнистой кровлей. Общая площадь выхода массива около 250 км². На юге он контактирует с известняками и доломитами палеозоя, на севере — с триасовыми песчаниками и сланцами. К зоне экзоконтакта гранитоидов с карбонатными породами приурочено крупное оловорудное месторождение (рис. 1) [1].

В составе массива фиксируется три группы пород: амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, биотитовые граниты, лейкократовые

– до аляскитовых граниты, что может быть обусловлено как полифазностью, так и полиформационностью его становления.

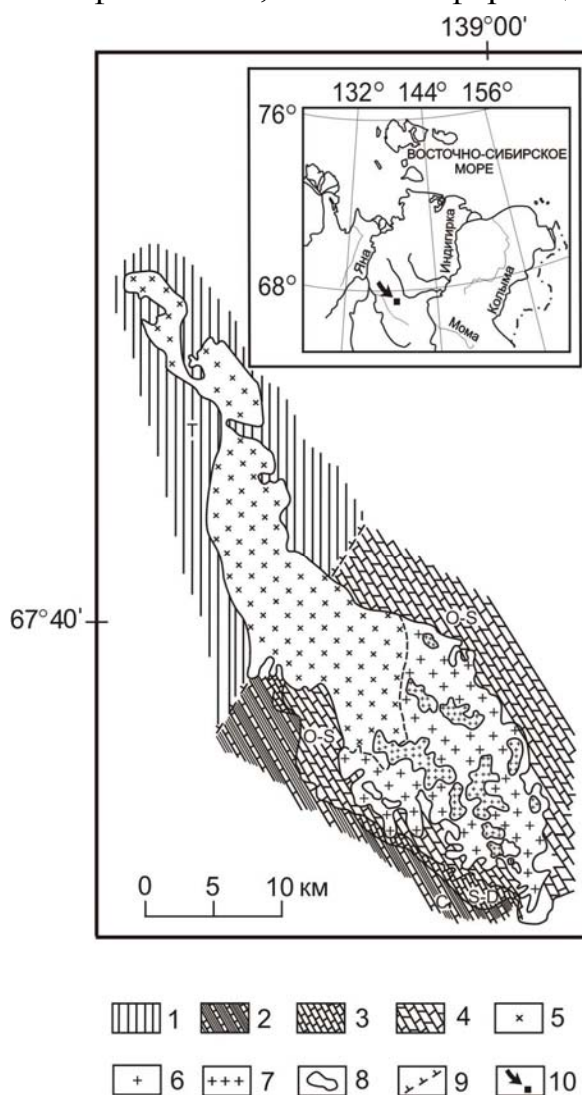


Рис. 1. Схема геологического строения Верхнетиретяхского массива [1]:

1 - сланцево-песчаниковые отложения триаса; 2 – карбонатные отложения нижнего карбона; 3 – карбонатные отложения силура и девона (преобладание известняков); 4 – карбонатные отложения ордовика и силура (преобладание доломитов); 5 – амфибол-биотитовые гранодиориты; 6 – биотитовые граниты; 7 – лейкократовые граниты; 8 – магнезиальные скарны, 9 – разрывные нарушения, 10 – район работ.

Были изучены составы темноцветных минералов из пород массива. Биотиты гранитоидов обладают железистостью в диапазонах от 47,2 до 61,9 % для гранодиоритов и от 56,1 % до 75,2 % для гранитов; глиноземистость, соответственно, от 18,8 до 21,5 % и от 17,5 % до 21,8 % (табл. 1, рис. 2). Содержание магния в биотитах из гранодиоритов (12,35–8,31 %) выше, чем в биотитах из гранитов (9,62–5,01 %), что закономерно для последовательных производных гранодиорит-гранитных серий (формаций).

Одним из информативных компонентов состава магнезиально-железистых слюд является фтор. Содержание его в биотитах из гранодиоритов достигают 1,73 %, в биотитах гранитов – 2,18 % (табл. 1). По соотношениям фтористости и железистости и те, и другие

соответствуют биотитам пород коровых гранодиорит-гранитных серий (рис. 2) [2].

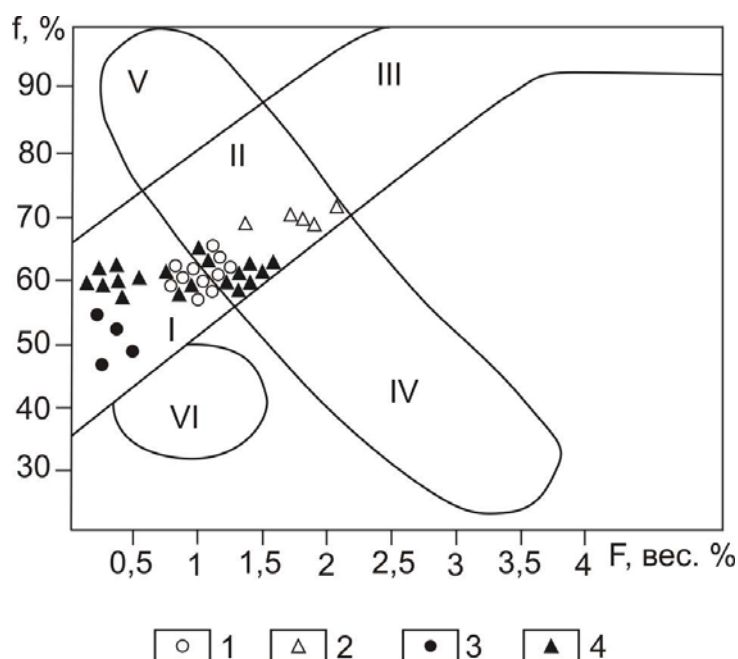


Рис. 2. Соотношение фтористости и железистости биотитов в магматических породах Верхнетирехтяхского массива:

Поля диаграммы [2]: I-II-III - биотиты производных диорит- гранитных серий, IV-V - биотиты производных габбро-гранитных серий, VI - производных мантийных расплавов; 1 – биотиты первой генерации из гранитов, 2 – биотиты второй генерации из гранитов, 3 – биотиты первой генерации из гранодиоритов, 4 – биотиты второй генерации из гранодиоритов.

Определение физико-химических условий кристаллизации биотитов проведено на основе химических анализов по диаграмме Ю.П. Трошина (табл. 1, рис. 3) [3]. Биотиты гранодиоритов и гранитов кристаллизовались при близких параметрах среды, но раннемагматический биотит гранодиоритов является более высокотемпературным (820°C, табл. 1), чем биотит гранитов (760°C, табл. 1). В целом становление гранитоидов массива проходило с постепенным снижением фугитивности кислорода ($-\log f O_2 = 13,5-17,0$) по мере падения температуры (табл. 1). Кристаллизация позднемагматического биотита в восстановительных условиях определяет рудно-магматическую систему как потенциально оловоносную, что и реализовано в генерации оловорудного месторождения в экзоконтакте массива.

Таблица 1

Состав и параметры кристаллизации биотитов из гранитоидов Верхнетирехтяхского массива

№ обр.	4001/1(11)	4001/1(3)	4001/1(1)	4001/1(13)	4018/6	4018/6(8)	4050/1a	3003(10)	3003(12)	3003(1)	4050/1a(11)	4051/9	4051/9(3)
Порода	амфибол-биотитовый гранодиорит						биотитовый гранит	амфибол-биотитовый гранит			биотитовый гранит		
Генерация	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1	2	2	2
SiO ₂	36,58	36,53	36,79	35,96	34,77	35,16	35,82	36,12	36,53	36,31	34,33	35,30	36,67
TiO ₂	3,81	3,69	3,36	3,23	3,29	3,88	3,57	3,61	4,07	3,61	4,11	4,12	3,50
Al ₂ O ₃	14,06	14,15	14,40	15,88	14,02	14,08	15,34	13,06	13,56	13,86	15,24	12,60	12,35
Cr ₂ O ₃	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,05	0,03	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	2,14	2,35	2,40	2,30	3,58	2,97	2,02	3,03	2,81	3,12	2,78	3,67	3,85
FeO	17,83	17,64	19,35	21,45	22,06	21,39	19,98	21,97	21,11	21,57	24,55	24,28	23,78
MnO	0,10	0,14	0,19	0,21	0,45	0,33	0,17	0,51	0,34	0,57	0,26	0,42	0,28
MgO	12,35	11,64	9,98	8,51	9,43	8,31	9,62	9,12	8,62	7,91	5,01	6,67	6,27
CaO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	1,17	0,01	0,01	0,35	0,04	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	0,30	0,16	0,03	0,33	0,21	0,25	0,13	0,15	0,23	0,42	0,18	0,36	0,25
K ₂ O	9,85	8,92	8,97	9,77	8,55	9,02	9,45	9,49	9,01	9,06	8,80	9,28	9,11
Cl	0,44	0,38	0,44	0,47	0,51	0,49	0,60	0,57	0,57	0,42	0,51	0,58	0,64
F	1,73	0,50	0,21	1,44	0,56	1,06	0,16	0,94	1,25	1,01	0,26	1,76	2,18
H ₂ O	1,78	3,17	3,28	1,86	3,43	2,76	2,76	2,80	2,55	2,92	3,11	2,31	2,44
Сумма	100,99	99,32	99,42	101,44	100,88	100,92	99,66	101,39	101,01	100,87	99,16	101,37	101,34
f %	47,2	48,9	54,6	60,7	60,1	61,9	56,1	60,4	60,6	63,3	75,2	69,9	70,8
L	18,8	19,2	19,6	21,5	19,1	19,7	20,9	17,9	18,7	19,3	21,8	17,9	17,5
T°C	820	790	750	740	710	700	760	730	730	690	660	650	640
LogfO ₂	-13,5	-14,1	-15,1	-15,7	-15,6	-15,9	-15,2	-15,6	-15,7	-16,0	-17,0	-16,4	-16,7

Примечание. *f* – железистость, *L* – глиноземистость, T°C – температура, LogfO₂ – активность кислорода; анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН Роевым С.П. на микронзонде «Camebax-micro»; таблица содержит представительные анализы.

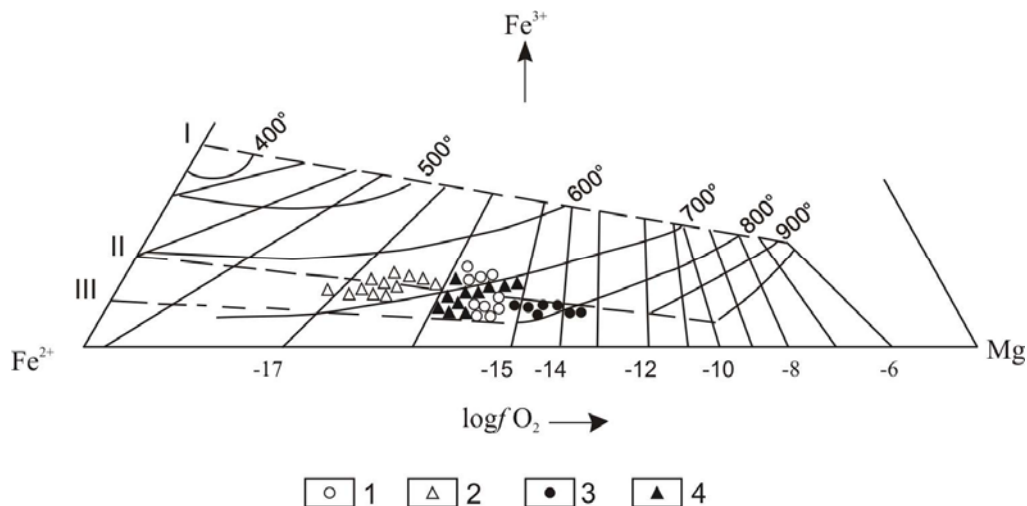


Рис. 3. Окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов из пород Верхнетирехтяхского гранитоидного массива: I-III линии буферных равновесий [3]: I – Fe₃O₄ - Fe₂O₃; II - Ni - NiO; III - Fe₂SiO₄ - SiO₂ - Fe₃O₄; 900-600°C – температуры кристаллизации биотитов; log f O₂ – активность кислорода; 1 – биотиты первой генерации из гранитов, 2 – биотиты второй генерации из гранитов, 3 – биотиты первой генерации из гранодиоритов, 4 – биотиты второй генерации из гранодиоритов.

Амфибол из гранитоидов Верхнетирехтяхского массива по составу соответствует обыкновенной роговой обманке и ферро-эдениту, обладает умеренной и высокой железистостью (f 62 - 70 %) (табл. 2) и кристаллизовался в интервале температур 875 – 815°C, давления – 3,1 – 1,9 кбар [4], в условиях умеренного потенциала кислорода ($-\log f O_2 = 15,3 - 16$).

Таблица 2.

Состав и параметры кристаллизации амфиболов
из гранитов Верхнетирехтяхского массива

№ обр.	4060/10		4054/9		4054/9	4060/10	4054/9		4060/10	
Минерал	Fe-эдентит		Роговая обманка		Fe-эдентит		Роговая обманка		Fe-эдентит	
SiO ₂	44,21	44,33	46,69	47,53	45,59	43,92	47,41	48,06	44,87	46,67
TiO ₂	0,68	0,45	1,13	0,98	1,19	1,21	1,00	1,00	0,33	0,71
Al ₂ O ₃	7,00	6,47	6,64	6,51	6,27	5,99	6,09	6,04	5,74	5,70
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	3,82	2,66	4,43	3,33	2,85	0,44	4,38	3,77	1,58	4,06
FeO	22,30	24,70	19,38	20,69	22,35	26,69	19,60	19,74	25,75	21,86
MnO	0,96	0,71	0,56	0,53	0,48	0,69	0,55	0,64	0,81	1,04
MgO	6,68	6,35	7,65	7,30	7,68	7,05	7,92	7,83	6,84	6,55
CaO	10,13	10,01	10,34	10,31	10,34	9,92	10,21	10,30	9,50	10,17
Na ₂ O	2,44	2,69	1,56	1,37	1,85	2,55	1,57	1,57	2,75	2,36
K ₂ O	0,92	0,90	0,78	0,70	0,84	0,72	0,71	0,72	0,67	0,66
Cl	0,27	0,40	0,29	0,28	0,40	0,39	0,29	0,27	0,28	0,24
F	0,75	0,57	0,15	0,22	0,12	0,59	0,15	0,21	0,63	0,62
Сумма	100,17	100,2	99,62	99,76	99,97	100,17	99,89	100,19	99,76	100,65
$f\%$	69	70	63	65	65	68	63	62	69	69
Al ^{IV}	1,13	1,08	0,91	0,81	1,02	1,11	0,82	0,86	0,99	0,85
Al ^{VI}	0,16	0,11	0,28	0,35	0,11	0,00	0,26	0,19	0,06	0,18
P кбар	3,1	2,7	2,7	2,5	2,4	2,3	2,2	2	2	1,9
T °C	875	861	837	821	852	848	827	815	840	827
LogfO ₂	-16,0	-16,0	-15,4	-15,3	-15,5	-15,9	-15,4	-15,4	-15,9	-15,8

Примечание. f – железистость, Al^{IV} – алюминий тетраэдрической координации, Al^{VI} – алюминий октаэдрической координации, P кбар – давление, T °C – температура, LogfO₂ – активность кислорода; анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН Роевым С.П. на микрозонде «Camebax-micro»; таблица содержит представительные анализы.

Таким образом, физико-химические условия образования амфиболов и биотитов указывают на близкое по времени начало их кристаллизации или с незначительным опережением амфибола, что позволяет говорить о принадлежности всех пород массива к одной магматической формации, т.е. о полифазном его строении.

Литература:

1. Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. – М.: Наука, 1966. 380 с.
2. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. – М.: Недра, 1986. 192 с.
3. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73-83.
4. Yavuz F. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules // Computers and Geosciences. – 1999. – V. 25. – № 8. – P. 909-927.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГРАНАТАХ ИЗ ТУФФИТОВ КАРНИЙСКОГО ЯРУСА БУЛКУРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ)

Биллер А.Я., Смелов А.П.

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

Туффи́ты Булкурской антиклина́ли характеризуются ураганной алмазоносностью. Вместе с тем, по составу пород и минералам алмазоносного парагенезиса невозможно восстановить первичный состав магматитов-транспортеров и место их зарождения в литосферной мантии [2].

Одним из подходов для установления особенностей среды формирования материнских пород является изучение геохимии граната.

Содержания РЗЭ в гранатах проводилось методом LA ICP MS, в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Химический состав макроэлементов проводился в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН на микроанализаторе Camebax.

Всего изучено 36 зерен гранатов. По составу гранаты относятся к лерцолитовому и эклогитовому парагенезисам (рис. 1).

По данным анализа? содержание РЗЭ в изученных гранатах колеблется в пределах 8,88 – 67 г/т. Гранаты в значительной степени деплетированы в отношении легких РЗЭ (отношение La/Yb составляет 0,0006-0,0498) и обогащены тяжелыми РЗЭ.

Спектры распределения РЗЭ изученных гранатов? Нормированные на хондрит имеют довольно простые формы, положительно наклоненные и уплощенные в области тяжелых РЗЭ.

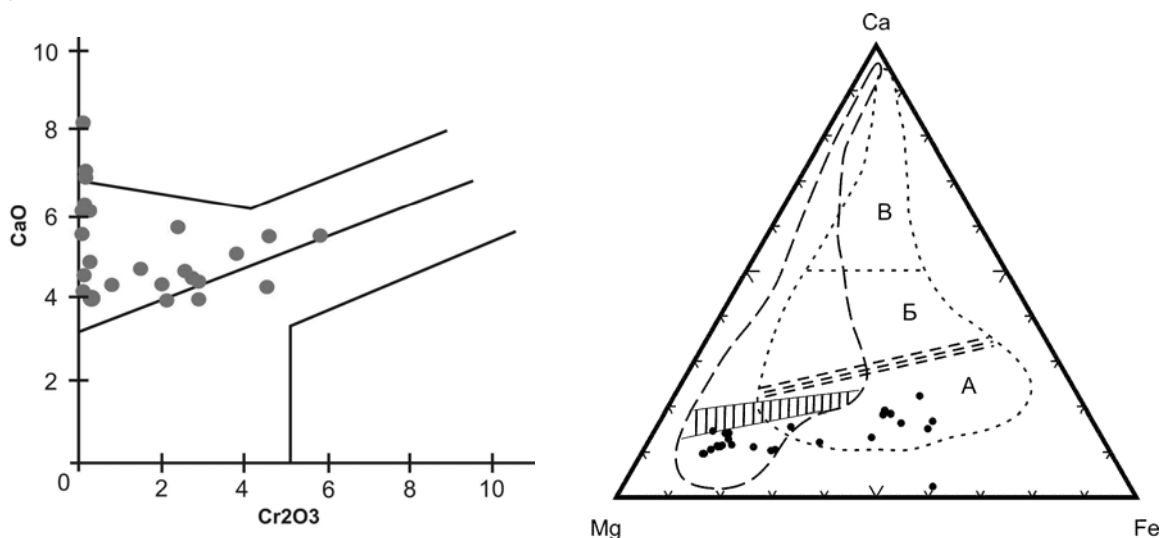


Рис. 1. А – Составы изученных гранатов в координатах Cr_2O_3 – CaO (мас. %) по [4] и на дискриминационной диаграмме CMg-Fe-Ca по [1]. Буквы обозначают поля составов гранатов из: А – биминеральных эклогитов; Б – дистеновых эклогитов; В – гроспидитов

Суммарное содержание РЗЭ в эклогитовых гранатах значительно превышает их количество в лерцолитовых - 25-80 и 7-24 г/т соответственно.

Содержание РЗЭ в гранатах гарцбургитового парагенезиса трубки Робертс Виктор колеблется в интервалах 1,5-18,6 г/т, для лерцолитовых парагенезисов оно составляет 0,8-10,9 г/т, для гранатов из перидотитов трубки Удачная это содержание варьирует в широких пределах 0,7-39,8 г/т [7, 3]. Изученные гранаты лерцолитового парагенезиса, в целом, по конфигурации спектров распределения РЗЭ схожи с таковыми из перидотитов трубки Удачная.

Спектры распределения РЗЭ гранатов лерцолитового парагенезиса в целом однотипны. Значительная часть имеет пологий положительный наклон в области средних и тяжелых РЗЭ, для всех зерен характерно

истощение легкими РЗЭ (соотношение $La/Yb=0,002-0,02$). По соотношению содержания средних РЗЭ к тяжелым выделяются 2 группы гранатов. Для первой характерно постепенное обогащение средними и тяжелыми элементами (соотношение средних РЗЭ к тяжелыми составляет 0,124-0,316). Во вторую группу попадают гранаты, которые в значительной степени обогащены средними РЗЭ (соотношение средних к тяжелым составляет 0,6-0,9). В спектре одного зерна наблюдается отчетливый минимум в области Sm.

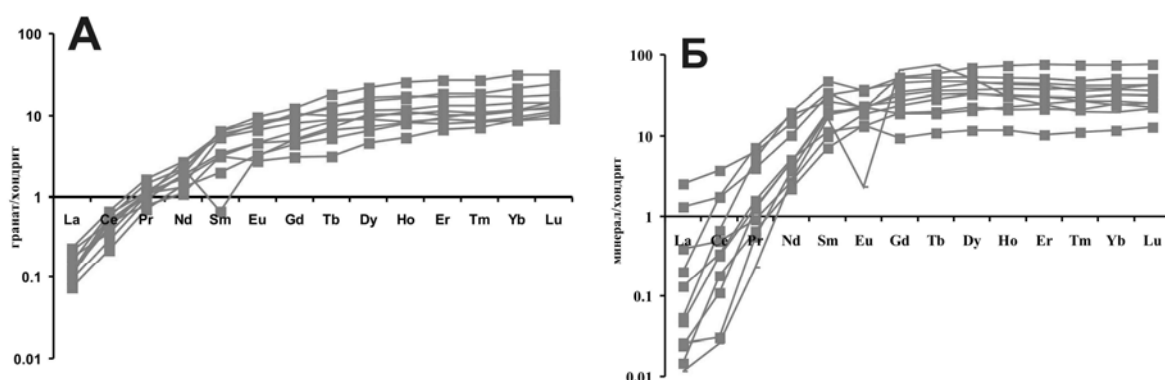


Рис.2. Спектры распределения РЗЭ в А –лещолитовых, Б- эклогитовых гранатах из туффигов карнийского яруса, нормированные на хондрит С1 по [8]

Альтернативным методом построения спектров распределения РЗЭ является нормализация граната перидотитового состава к гранату примитивной мантии, зарубежными авторами [7] предложено считать гранат J14 из лещолитового ксенолита трубки Ягерсфонтейн соответствующим составу граната примитивной мантии. Нормированные спектры распределения изученных гранатов представлены на рис 3. Видно, что большинство спектров распределения соответствуют составу граната J14. Из общей картины выбиваются 3 зерна. Для граната туф 42 наблюдается отчетливый минимум Sm, гранат пг 2/1о 15 обогащен средними РЗЭ, а для граната туф 57 наблюдается истощение тяжелыми РЗЭ, по сравнению с остальными зернами.

Если нормировать гранаты эклогитового парагенезиса, устанавливаются значительно более высокие концентрации РЗЭ, и в значительной степени истощение Се по сравнению с гранатами лещолитового парагенезиса.

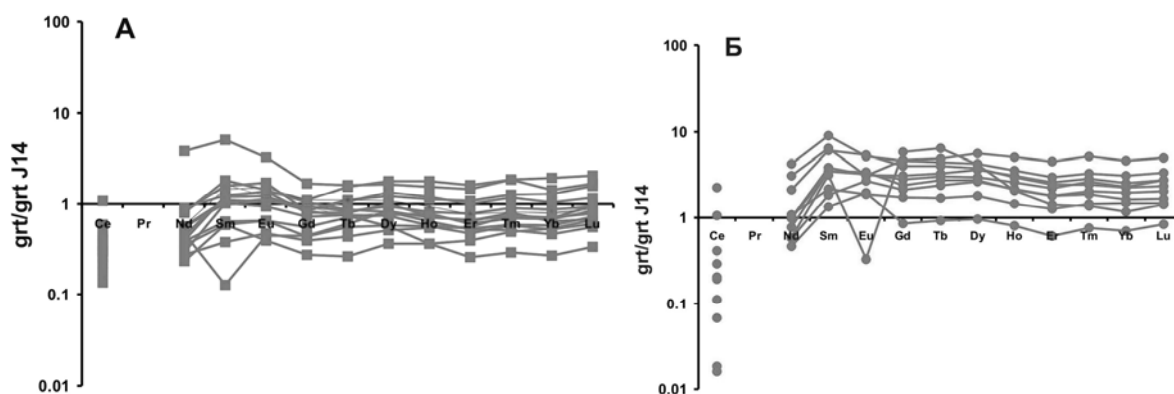


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ в изученных гранатах, нормированные на гранат J14 по [7]

Исходя из распределения РЗЭ в гранатах, можно предположить, что их формирование происходило в сублитосферной мантии. Составы эклогитовых гранатов отражают различные состав и степень плавления первичного базитового источника. Находки глубинных минералов (мэйджоритовый гранат и коэсит) в гранатах из туффитов [5] также подтверждают глубинность зарождения их материнского источника.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похилenko Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001
2. Граханов С.А. Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010, № 5, С. 3-12.
3. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2: Второстепенные и акцессорные минералы. Н.: Изд. «Гео» – 2009 г., 190 с.
4. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Н.: изд. «Наука» Сибирское отделение, 1974
5. Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Мэйджоритовые гранаты в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН РАН, 2010, Т. 432, С. 811-814.
6. Шимизу Н., Похилenko Н. П., Бойд Ф. Р., Пирсон Д. Г. Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная // Геология и геофизика. - 1997. - Т. 38, № 1. - С. 194-205.

7. Stachel T., Viljoen K. S., Brey G., Harris J.W. Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 159. P.1–12
8. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. - Geol. Special. Publ., 1989. – Vol. 42. - P. 313-345.

РОССЫПИ ПОЙМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРУПНЫХ РЕК ЗОЛОТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ КАК НЕТРАДИЦИОННЫЙ ИСТОЧНИК ПОЛУЧЕНИЯ ЗОЛОТА

Бородавкин С.И.

ФГБУН ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск

Оценка россыпей крупных рек с тонким и мелким золотом требует совершенно иного подхода. Такие россыпи обладают рядом специфических особенностей, которые создают большие трудности при их поисках, разведке и эксплуатации из-за принадлежности зёрен золота к мелким и тонким классам, обладающими высокой степенью уплотнённости и минимальной гидравлической крупностью. Это создаёт условия для его подвижности и лёгкой миграции в водном потоке.

Одним из примеров таких россыпей являются пойменные отложения р.Зея в районе г.Свободного, где в начале и середине прошлого века на протяжении более 50 км отрабатывались закрытые косы Суражевским приисковым управлением. Такие косы с установленной промышленной золотоносностью располагаются по всей ширине долины р.Зея. Здесь на косе Барсуковской на площади 600×200 м по неполным данным было добыто 50-55 кг мелкого золота.

Нами было проведено изучение МТЗ по р.Зея. В результате установлено, что золотоносными являются все виды русловых отложений и аллювий аккумулятивных террас всех уровней.

Наиболее широко распространённая разновидность золота несёт черты типично косового, хорошо окатанного, представленного тонкими чешуйками густо-жёлтого цвета, с высокой степенью уплощённости от 8,37 до 14,4 единиц.

Другая разновидность золота представлена мельчайшими свободными пылевидными частицами, которые практически не улавливаются в процессе промывки. После отбора всех свободных частиц золота под биноклем, в остатке шлиха пробирным и атомно-абсорбционным анализом постоянно устанавливается в обеззолоченном материале присутствие золота во всех фракциях. В пересчёте на объём промытой породы это даёт повышение содержаний лоткового опробования в 1,1-3,1 раза, в среднем – в 1,45 раза (29 проб). Амальгамация тяжёлой немагнитной фракции, после отбора из неё свободного золота, даёт увеличение его содержания на массу в 1,41 раза (9 анализов). Полученные коэффициенты практически совпадают, и это может служить доказательством того, что основная масса золота находится в свободном состоянии.

Методика исследования золотоносности аллювия крупных рек заключалась в сплошном опробовании разрезов аллювия с галечными горизонтами в береговых обнажениях, карьерах метровыми бороздами сечением 10×10 см. Ситовкой отделялась концентрирующая в себе всё золото фракция материала -0,5 мм. Этим достигалось сокращение и одновременно обогащение золотом получаемого продукта фракции. Перемешиванием и квартованием из этой фракции материала выделялась навеска 50-100 г для пробирного анализа. Остальной материал, после «отмучивания», проходил дообогащение на лотке до остаточного веса 200-300 г для пробирного анализа. Обратным пересчетом от средних содержаний в мелкой фракции к исходному материалу и от концентрата к массе мелкой фракции и исходного материала оценивалась их достоверная золотоносность.

Изучена золотоносность террасовых отложений в карьере у с. Молчаново. Состав отложений – песчано-гравийный. Средняя доля мелкой (-0,5 мм) фракции – 12-15 %. Среднее содержание золота в выделенной

мелкой фракции по прямому определению составило 0,549 г/т, а в пересчете от анализов частично обогащенного материала – 1,03.

Частичное дообогащение материала промывкой на лотке перед пробирным анализом повышает в нем содержание золота, что повышает чувствительность пробирного анализа и точность оценки золотоносности фракции, несмотря на некоторые потери дисперсного золота.

Свободное золото в отложениях имеет размер от пылевидного до мелкого (средний размер в отложениях р. Зея не более 0,23 мм). Более крупные его частицы, попадая (или не попадая) в аналитическую навеску, могут показать, соответственно, заниженный или завышенный результат. В опыте, когда вся отситованная недообогащённая фракция истёрта, перемешана и расквартована на 11 аналитических навесок по 50 г, пробирные анализы показали разброс содержаний золота от «не обнаружено» и следов до 1 и 7 г/т. Это связано с тем, что в материале содержатся и индивиды повышенной крупности, которые попали не во все навески. Поэтому, метод частичного дообогащения оставшегося материала пробы фракции целесообразно применять.

В действительности в аллювиальных отложениях золота значительно больше, т.к. оно не попадает в концентрат при обычных способах промывки. По литературным данным установлено, что при промывке на лотке пробы со средним размером зёрен золота - 0,1 мм извлечение составляет не более 25% [1]. Поэтому истинное содержание может быть определено лишь цианированием или амальгамацией крупнообъёмной пробы. Применение этого метода необходимо и для получения поправочного коэффициента.

На основании изложенного мы пришли к выводу о необходимости изменить способ обработки проб, отбираемых при разведке россыпей. Суть нового подхода [2] заключается в том, что в каждой пробе определяется количество не только крупного свободного золота, но и МТЗ, имеющего размер зёрен меньше 0,5 мм, а также связанного. Предложенный способ обработки проб [2] предусматривает разделение каждой пробы путём мокрого грохочения на три фракции: +10 мм, -10+0,5 мм и -0,5 мм. Крупная фракция, в свою очередь, визуальнo разделяется на минерализованную и

неминерализованную. После взвешивания фракция минерализованных пород дробится до 1 мм, и из неё методом квартования отбирается проба для пробирного анализа. Средняя фракция (-10+0,5 мм) полностью промывается с получением шлиха, из которого выделяется и взвешивается свободное золото. Из остальной части шлиха отбирается навеска на пробирный анализ для определения в нём содержания связанного золота. Мелкая фракция (меньше 0,5 мм) совместно с илистой фракцией, полученной после отстаивания, сушится, взвешивается, и отбирается проба для пробирного анализа. Обработка проб по данной схеме позволяет рассчитать общее количество золота в россыпи с учётом мелкого, тонкого и связанного.

В соответствии с результатами разведки выбирается схема отработки конкретного объекта. Для отработки россыпей, разведанных с применением запатентованного способа обработки проб [2], где предложен комбинированный способ, сочетающий традиционный гравитационный способ извлечения свободного крупного золота, а МТЗ и связанного золота из фракции -0,5 мм – на обогатительной фабрике по рудной схеме. На этот способ отработки получен патент на изобретение [3]. Огромный потенциал МТЗ в техногенных отвалах и ещё не отработанных забалансовых россыпях и пойменных отложениях крупных рек с преобладанием мелкого золота, по мнению Л.В.Фирсова [4] «не менее чем в 20 раз превышает количество добытого из них золота, и станет неисчерпаемым источником металла».

Из изложенного вытекает необходимость слияния предприятий с сугубо россыпной золотодобычей и рудной. На крупных реках золотоносных провинций, где разрабатываются месторождения песчано-гравийной смеси для производства щебня, отситованная мелкая фракция может быть использована для попутного извлечения золота. Затраты на попутное извлечение золота значительно снижаются, т.к. затраты на организацию карьеров и переработку горной массы входят в себестоимость основной продукции (щебня). Данная методика по своей сути является новым подходом к оценке золотоносности аллювия крупных рек, дренирующих золотоносные провинции и районы, базирующемся на

применении пробирного анализа при разведке россыпей с мелким и дисперсным золотом.

Литература:

1. Ковлев И.И. Техногенное золото Якутии. – М.: МГГУ, 2002. – 303 с.
2. Неронский Г.И., Бородавкин С.И. Патент № 2329103 «Способ обработки проб золотоносных россыпей» // Бюл. № 20, 2008. С. 626.
3. Неронский Г.И., Бородавкин С.И. Патент № 2382678 «Способ отработки россыпей, преимущественно золотосодержащих» // Бюл. № 6, 2010. С. 613.
4. Фирсов Л. В. О некоторых фактических и экстраполированных закономерностях гранулярного состава золота Яно-Колымского пояса // Геология и геофизика. 1969. № 11. С. 44-54.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГРЕЙЗЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭКУГ

Бородкин Н. А.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
ДВО РАН, г. Магадан, bobbonia@yandex.ru*

Модель месторождения Экуг построена на основе геохимического опробования его поверхности и разреза. Открытое в 1962 г. месторождение олова Экуг отнесено к грейзеновому типу касситерит-кварцевой формации. В его строении принимают участие осадочная толща верхнего триаса, верхнемеловые дайковые и субвулканические тела различного состава. Оно выделяется как самостоятельный, довольно локальный рудный объект, отчетливо оконтуривается в геохимическом поле повышенными содержаниями олова, мышьяка, серебра, вольфрама, а также яркой локальной аномалией аэрогаммаспектрометрической съемки. В магнитном поле оно характеризуется резкопеременным полем, окруженным крупными площадями устойчивых положительных значений [1].

Оловянная минерализация широко распространена во всех грейзенизи-рованных породах; для грейзенов по осадочным породам характерна рассеянная вкрапленность касситерита, повышенные же

концентрации его контролируются трещинными структурами (штокверки). В дайках гранит-порфиров оруденение комплексное прожилково-вкрапленное, сформированное в процессе наложения гидротермальной фазы минерализации (прожилковые системы) на пневматолитовую (вкрапленники и гнезда). Обе фазы оруденения играют равную роль при формировании рудных тел в дайках и в осадочных породах. Из рудных тел здесь имеются: грейзенизированные дайки гранит-порфиров и штокверковые зоны с касситерит-сульфидной минерализацией; метасоматическая залежь, сложенная горизонтом известковистых терригенных пород замещенных флюорит кварц-топазовыми грейзенами с касситеритом и зоны дробления [2].

Геохимическое изучение месторождения выполнялось методом исследования эндогенных ореолов. Его площадь и разрез более чем на 600 м вниз были покрыты густой сетью геохимического опробования. Общее количество проб на всей площади месторождения (более 20 км²) составило 2375, из них 841 взята с поверхности, а остальные 1534 – по керну скважин и штольне. Наиболее плотно геохимическое картирование проведено в центральной части, где опробованию подверглись все поверхностные горные выработки: канавы, траншеи, буровые площадки, а также штольня и большинство скважин колонкового бурения. Между горными выработками и на флангах опробование велось по коренным выходам пород и элювиальным развалам. Пробы отбирались с переменным шагом от 5 до 50 м. В итоге число геохимических проб, для этой части месторождения составило 1804, в том числе 291 с поверхности и 1513 по разрезу. Этот участок для моделирования выбран еще и потому, что здесь породы имеют более интенсивную метасоматическую проработку, чем в других его частях и тут сконцентрированы практически все значимые рудные тела. На глубине, по геолого-геохимическим признакам, предполагается наличие штока редкометалльных гранитов. В широтном направлении участок вытянут на 1,17 км, а по долготе на 0,992 км, его площадь составляет 1,16 км². Перепад высотных отметок на участке занимает 316,7 м от абсолютной отметки 641,7 до 325 м; по скважинам минимальные отметки высоты ограничены + 43 м; таким образом, общий

разнос крайних точек опробования по высоте блок-модели составляет чуть меньше 600 м, а ее объем достигает 0,696 км³.

Таблица 1.

Оценки средних содержаний элементов в геохимических типах ореолов и руд месторождения Экуг

Элемент	Геохимический тип ореолов и руд									
	1	6	9	10	8	4	7	5	3	2
Олово	55,9	68,0	69,2	70,5	110	107	69,0	74,3	45,5	26,5
Сурьма	1,2	1,2	1,8	2,8	6,9	5,5	3,3	3,9	2,5	3,5
Бериллий	6,0	6,8	5,7	4,5	3,4	1,6	2,8	2,1	1,3	0,9
Бор	0,9	2,0	2,1	2,1	1,9	1,5	1,9	1,7	1,2	1,0
Серебро	10,5	7,3	6,6	6,0	8,9	9,6	4,2	4,2	3,8	3,6
Свинец	13,2	8,8	8,7	9,4	9,7	12,6	9,2	7,0	5,7	9,3
Мышьяк	428	198	153	110	133	66,8	60,5	71,0	43,8	6,8
Медь	1,5	2,1	2,0	2,0	2,5	2,4	1,7	1,8	1,4	1,3
Литий	18,6	8,4	5,6	3,8	2,9	1,5	2,8	2,1	1,4	1,0
Никель	1,3	1,3	1,3	1,4	1,6	1,5	1,4	1,5	1,2	1,2
Цинк	4,2	4,6	4,3	3,6	3,7	5,2	3,7	4,2	9,8	7,0
Кальций	9,1	5,3	4,1	3,1	2,4	0,9	2,4	2,0	1,2	0,9
Галлий	1,7	1,5	1,4	1,3	1,2	1,1	1,3	1,1	1,1	1,1
Хром	2,1	1,9	1,9	1,9	2,2	1,6	1,7	1,7	1,4	1,2
Барий	1,9	1,4	1,2	1,1	0,9	0,8	1,0	0,9	0,8	0,9
Германий	9,1	4,5	3,5	2,8	3,1	2,6	1,9	1,5	1,2	1,6
Золото	6,6	5,2	4,4	3,6	2,7	1,6	3,0	2,5	2,8	2,9
Вольфрам	50,3	15,8	10,0	6,0	4,8	2,5	3,5	2,4	1,4	1,2
Висмут	21,1	9,6	6,5	4,5	3,7	2,2	3,2	2,5	1,8	1,4
Молибден	25,6	6,7	4,1	2,5	2,3	1,6	1,9	1,6	1,4	1,3

Примечание. 1–10 – номера таксонов. Значение средних даны в геофонах.

При аналитических исследованиях применялся экспрессный количественный спектральный анализ (ЭКСА) [3] Пробы анализировались в лаборатории геохимии СВКНИИ на 32 элемента, в том числе Ba, Be, B, W, Bi, Ga, Ge, Fe, Au, In, Y, Yb, Ca, La, Li, Mg, Mn, Cu, Mo, As, Ni, Nb, Sn, Pb, Ag, Sc, Sb, Ta, Ti, Cr, Zn, Zr. Золото определялось методом атомной абсорбции.

По результатам геохимического картирования концентраций элементов и многомерной классификации методами кластер-анализа проведено геохимическое районирование выбранного объема месторождения. Особенности распределения элементов и их концентраций из массива проб позволили выделить 10 таксонов,

отображающих геохимически однородные участки на поверхности и в глубину (табл. 1).

Композиция таксонов на всех сечениях отличается четкой определенностью и дает представление о структуре геохимического поля как о сложно построенной, которую по совокупности расположения однородных геохимических областей можно охарактеризовать как ядерно-зонально-концентрическую (рис. 1).

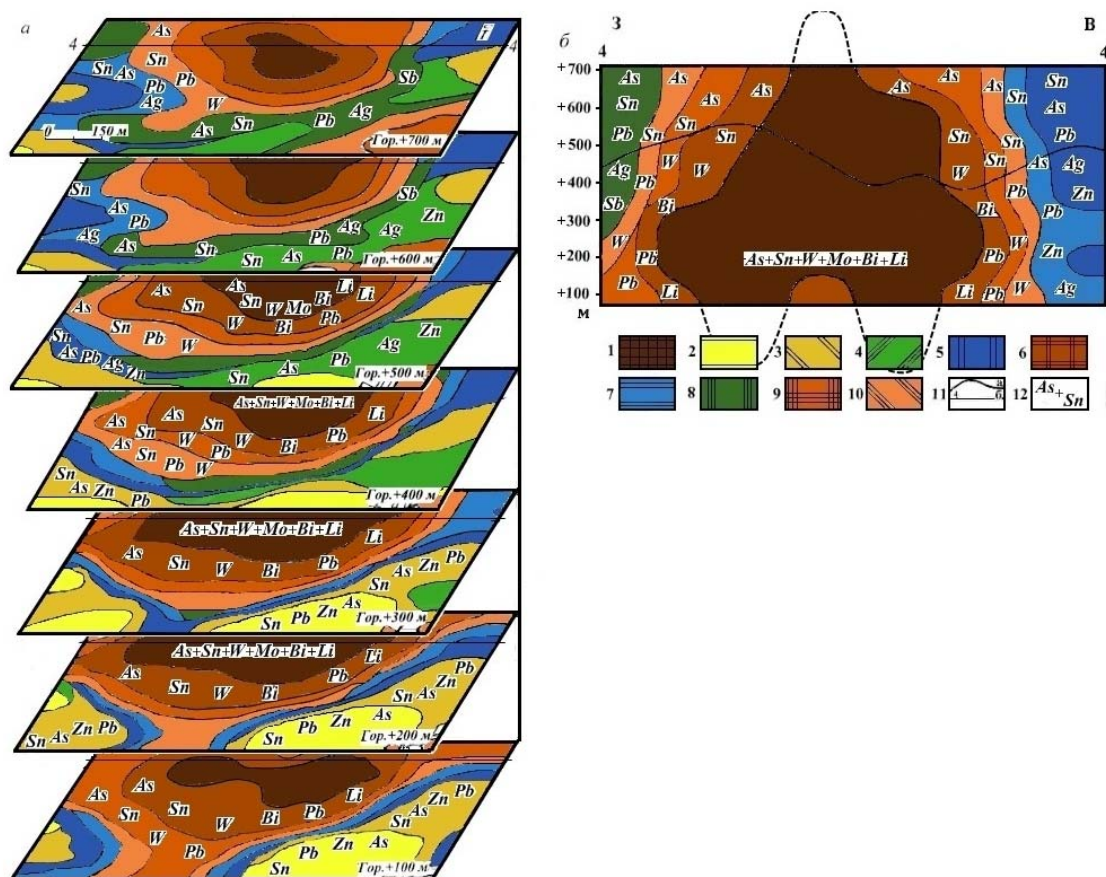


Рис. 1. Блок-диаграмма вертикального и погоризонтного сечения структуры геохимического поля грейзенового оловорудного месторождения Экуг. Распределение геохимических таксонов: *а* – на горизонтах +100...+700 м; *б* – по вертикали (разрез 4–4). Таксоны 1, 6, 9, 10 – ядерная часть геохимической структуры: зона As-Sn-редкометалльного оруденения в грейзенизированных гранит-порфирах (1); в грейзенизированных осадочных породах (6, 9, 10). Таксоны 2–8 – внешняя часть геохимической структуры: зоны Sn-As-полиметаллического оруденения в цвиттеризированных дайках лампрофиров (8, 4); в грейзенизированных осадочных породах (7, 5); рудно-ореольная зона с вкрапленной минерализацией олова, сурьмы, цинка, свинца в цвиттеризированных и грейзенизированных осадочных породах (3, 2); 11 – линия поверхности рельефа (*а*), линия вертикального разреза и его номер (*б*); 12 – элементный состав зон геохимической структуры

У геохимической структуры ядро зонального строения (таксоны 1,6, 9,10), развитие его и всей структуры, как это видно на серии горизонтальных разрезов, прогрессирует по латерали на глубину. Ядро последовательно обрамляется, на верхних горизонтах фрагментарно, а на нижних горизонтах - непрерывно, концентрическими зонами оболочки (таксоны 8,7,4,5,3,2). Вертикальное сечение дополняет представление о развитии всех зон до объемного.

Анализ всех качественных и количественных характеристик таксонов (спектра химических элементов, их порядка и концентраций), расположения зон геохимической структуры в плане и по вертикали, а также чередование их относительно элементов геологической структуры месторождения и его метасоматической зональности позволили определить характер оруденения, охваченного той или иной геохимической зоной, и положение каждой зоны в интервале всего вертикального размаха комплексного оруденения. Каждый таксон представляет, определенный подтип комплексного оловянного оруденения с сульфидами, а ореолы таксонов на карте – области и интервалы развития этих подтипов. Как следует из данных табл. 1, некоторые таксоны имеют близкие характеристики, что позволяет объединить их в группы:

таксон 1 отражает участок (зону) где развито оруденение преимущественно As-Sn-редкометалльного характера (с повышенными концентрациями Ag и Pb), локализованного в грейзенизированных дайках гранит-порфиров. Вертикальный интервал оруденения по ним довольно большой, особенно в области их пересечения. По минералогическим геохимическим критериям здесь вскрыт верхне-среднерудный уровень;

таксоны 6, 9, 10 характеризуют зону As-Sn-редкометалльного оруденения с повышенным содержанием полиметаллов. Комплексное оруденение локализуется в грейзенизированных осадочных породах вокруг пересечения рудовмещающих даек. По всем данным эрозионное вскрытие этого оруденения достигло только верхнерудный уровень;

таксоны 8, 4 характеризуют зону с Sn-As-полиметаллическим оруденением, приуроченную к местам залегания цвиттеризованных даек

лампрофиров и гранит-порфиров в центре и на периферии участка. Соответствуют среднерудному интервалу;

таксоны 7, 5 соответствуют рудно-ореольной зоне с Sn-As-полиметаллическим характером минерализации в грейзенизированных осадочных породах. Отвечают верхнерудному уровню;

таксоны 3, 2 соотносятся с рудно-ореольной зоной, несущей вкрапленную минерализацию с высокими содержаниями Sn, Sb, Pb, Zn в цвиттеризованных и грейзенизированных осадочных породах. Отвечают надрудному интервалу оруденения.

Геохимическая структура с ядерно-зонально-концентрическим строением и прогрессивным развитием как по латерали, так и на глубину хорошо согласуется с наличием и расположением основных элементов геологической структуры, а также с последовательным чередованием метасоматических зон. Появление геохимических зон, как известно, обязано проходившим и текущим геологическим, термодинамическим и геохимическим процессам (мобилизация, привнос и вынос элементов или вещества, рудообразование, градиент температуры, изменение давления, окисление) в различном наборе горных пород и при наличии определенных структурных элементов.

Ядро геохимической структуры (таксоны 1,6,9,10) соответствует месту пересечения рудоносных даек гранит-порфиров, а расходящиеся от ядра зоны оболочки (таксоны 8,7, 4, 5, 3, 2) охватывают область переслаивания осадочных пород с залегающими в них дайками лампрофиров и гранит-порфиров. С конфигурацией и параметрами этой структуры согласуется и расположение метасоматических зон, смена которых по латерали тоже идет по кругу от пересечения даек.

В результате исследований определена структура геохимического поля месторождения, которое имеет ядерно-зонально-концентрический вид, где четко выделяются центральная часть со своими зонами и многослойная внешняя оболочка. Как показал сравнительный анализ, морфология зон ее частей тесно связана с геолого-структурными особенностями месторождения.

Полученные в ходе исследований геохимические характеристики убеждают в том, что экугские руды являются комплексными. При разработке месторождения наряду с оловом из руд, возможно, добывать Be, Li, Mo, W, Bi, Cu, Ag, Au.

Литература:

1. Грешилов А. И., Козлов Г. П. Некоторые геологические особенности Экугского оловорудного месторождения // Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. – М. : Наука, 1969. – С. 129–137.
2. Дубинин Е. Г., Маркин Е. А. Иультинский оловоносный район // Оловорудные месторождения СССР. – М.: Недра, 1986. – Кн. 1. – С. 213–222.
3. Приставко В. А. О геохимических исследованиях в лаборатории геохимии СВКНИИ // Колымские ВЕСТИ. – 2000. – № 8. – С. 47–51.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ЗАПАСОВ ОЛОВА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЭКУГ

Бородкин Н. А.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
ДВО РАН, г. Магадан, bobbonia@yandex.ru*

Открытое в 1962 г. месторождение олова Экуг отнесено к грейзеновому типу касситерит-кварцевой формации. В его строении принимают участие осадочная толща верхнего триаса, верхнемеловые дайковые и субвулканические тела различного состава. Оно выделяется как самостоятельный рудный объект, отчетливо оконтуривается в геохимическом поле повышенными содержаниями многих рудных элементов, а также яркой локальной аномалией аэрогаммаспектрометрической съемки. В магнитном поле оно характеризуется резкопеременным полем, окруженным площадями устойчивых положительных значений.

Модель месторождения Экуг построена на основе геохимического опробования его поверхности и разреза [1]. Расшифровка геохимической структуры месторождения и определение, к какому рудному уровню соответствует каждая из его зон, позволили перейти к прогнозной оценке масштаба оруденения. Задача упростится, если провести генерализацию рудовмещающих морфоструктур месторождения, т. е. существующее разнообразие рудных тел заменить двумя рудными морфоструктурами – вертикальной (грейзенизированные дайки гранит-порфиров) и горизонтальной (штокверковые зоны, горизонт метасоматически замещенных пород, вкрапленная минерализация), а те, в свою очередь, слагают одну – «волчковую» (рис. 1 а, б).

По рисунку модели видно, что тенденция к сокращению площади ореола центральной зоны ядра (таксон 1) наблюдается в направлении верхнего и нижнего горизонтов, что означает выклинивание в этих направлениях даек или оруденения, сосредоточенного в них. Площадь сечения зоны на горизонте +700 м примерно в 2 раза меньше, чем на +100 м, но прогрессия сокращения ее вниз заметно выше, значит, выклинивание оруденения вверх и вниз произойдет примерно одинаково скоро (рис. 1, б).

В верхней части геохимической структуры на каждых 100 м вверх площадь сечения зон ядра уменьшается в 2 раза, и центральной зоны (таксон 1) не останется через 200 м кверху от горизонта +700 м, т. е. оруденение этого класса закончится примерно на горизонте +850 м. В настоящее время верхняя граница его не поднимается выше горизонтали +550 м. Разница в 300 м показывает минимально возможную величину эродированности такого оруденения.

Продолжение даек с оруденением вниз от горизонта +100 м предполагается не более 150–200 м, что будет соответствовать горизонтам -50, -100 м. На этой глубине по геологическим признакам предполагается залегание кровли штока гранитов. По геохимическим данным, концентрации почти всех рудных элементов остаются высокими на нижнем горизонте, что говорит в пользу продолжения оруденения далее вниз, т. е. минимум, как до эндоконтакта самого штока. Таким образом, общий размах оруденения в дайках по вертикали, видимо, составлял не менее 1000

м. Остаток же его оценивается в 600–670 м, но если оруденение внизу связано не только с дайками, а плавно переходит в тело штока, что нередко и бывает, то можно смело добавить еще 100 м вниз.

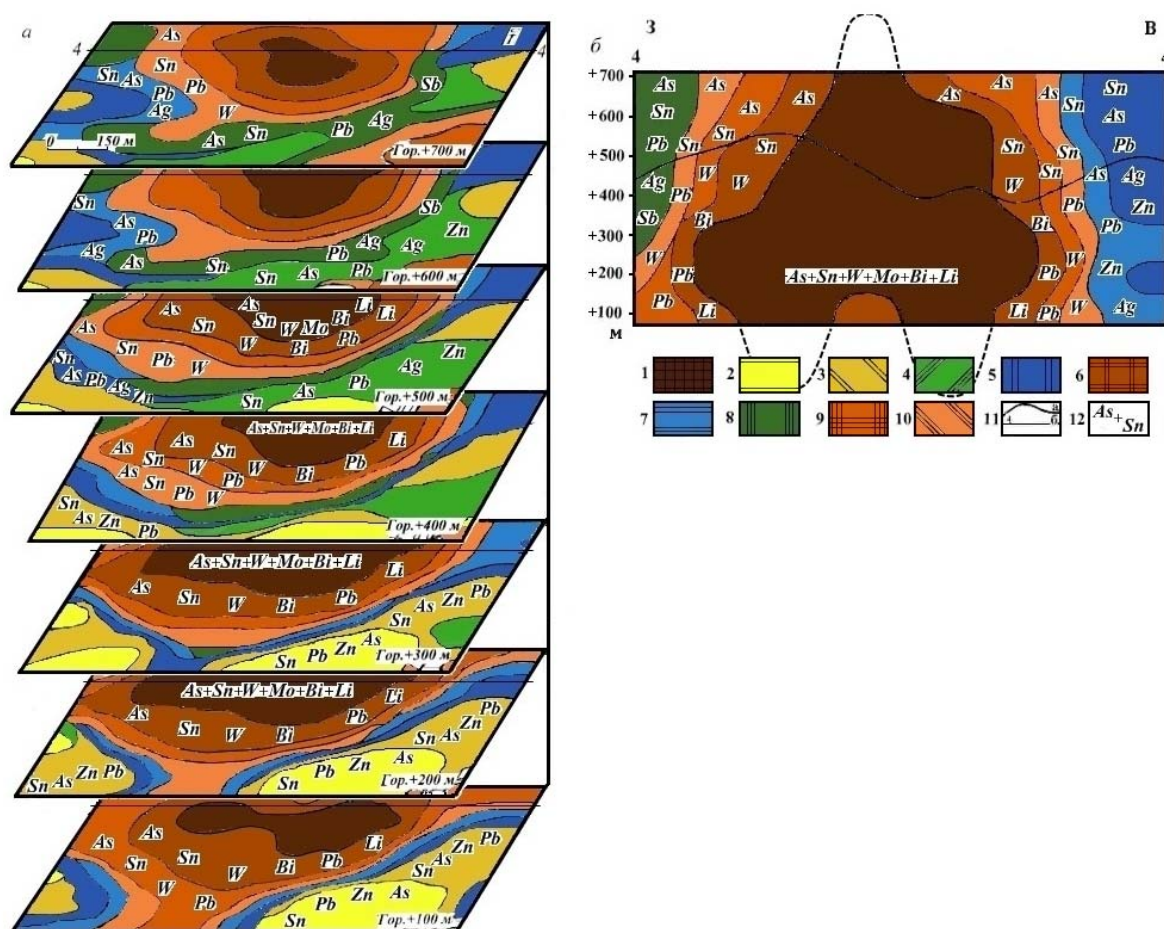


Рис. 1. Блок-диаграмма вертикального и погоризонтного сечения структуры геохимического поля грейзенового оловорудного месторождения Экуг. Распределение геохимических таксонов: *а* – на горизонтах +100...+700 м; *б* – по вертикали (разрез 4–4). Таксоны 1, 6, 9, 10 – ядерная часть геохимической структуры: зона As-Sn-редкометалльного оруденения в грейзенизированных гранит-порфирах (1); в грейзенизированных осадочных породах (6, 9, 10). Таксоны 2–8 – внешняя часть геохимической структуры: зоны Sn-As-полиметаллического оруденения в цвиттеризированных дайках лампрофиров (8, 4); в грейзенизированных осадочных породах (7, 5); рудно-ореольная зона с вкрапленной минерализацией олова, сурьмы, цинка, свинца в цвиттеризированных и грейзенизированных осадочных породах (3, 2); 11 – линия поверхности рельефа (*а*), линия вертикального разреза и его номер (*б*); 12 – элементный состав зон геохимической структуры.

Отметим и значительный размах этого оруденения по простиранию даек. С горизонта +600 до +200 м большие перспективы его связаны с северным направлением, а в интервале горизонтов +300...+200 м протяженность его ореола в широтном направлении достигает 1000 м. Но вертикальный размах оруденения в крыльях даек заметно уменьшается с удалением от центра.

Остальные зоны ядра и оболочки геохимической структуры (таксоны 6,9, 10,8,4,7,5,3,2) отражают оруденение, заключенного в грейзеновой залежи, которая сформирована над куполом штока гранитоидов. Мощность залежи, а значит, и всех перечисленных зон геохимической структуры в центре составляет 350 м, к периферии же она уменьшается до 300 м [2].

Постепенное увеличение на глубину площади зон ядерной части геохимической структуры на 50% от верхнего до нижнего горизонта (таксоны 6,9,10) дает представление о распространении оруденения и по латерали. Общая площадь этих зон на нижних горизонтах уже достигает 70% от величины участка, и расширение их просматривается за контуры участка во всех направлениях. Расширение зон оруденения на глубину связано с распространением грейзеновой залежи во все стороны при ее пологом погружении. На горизонте +100 м самыми мощными остаются две зоны ядра (таксоны 6,9), средняя мощность каждой из них 120–150 м. Мощность третьей (таксон 10) варьирует от 0 до 150 м. Выклинивание этих зон внизу, видимо, произойдет не ранее «осевой» (таксон 1), т. е. у поверхности штока, а возможно и ниже.

С глубиной резко сокращаются площади первых двух зон оболочки (таксоны 8, 4). Это связано, вероятно, с выклиниванием даек лампрофиров вообще или выходом их за пределы грейзеновой залежи, а грейзеновая залежь, по данным поисковых работ, служит своеобразным рудным контролем для оловорудной прожилковой минерализации возле этих даек. Так что в нижней части разреза, в границах модели, такого оруденения не остается. Сужение мощности других зон (таксоны 7,5) и их крутое залегание с юго-западной и юго-восточной сторон подчеркивают завершенность структуры на этих флангах и ее ограниченность по оруденению с ростом глубины в этом направлении. Увеличение там же

площади ореольных зон (таксоны 3, 2) связано, скорее всего, с расширением области рассеянной вкрапленной минерализации. Такое явление возможно, когда в какой-то части купола при благоприятных для образования руды физико-химических условиях отсутствуют необходимые для рудной разгрузки структурные элементы (трещиноватость). Проникновение флюидов происходит по порам пород, и образование рудных минералов идет в виде рассеянной вкрапленности.

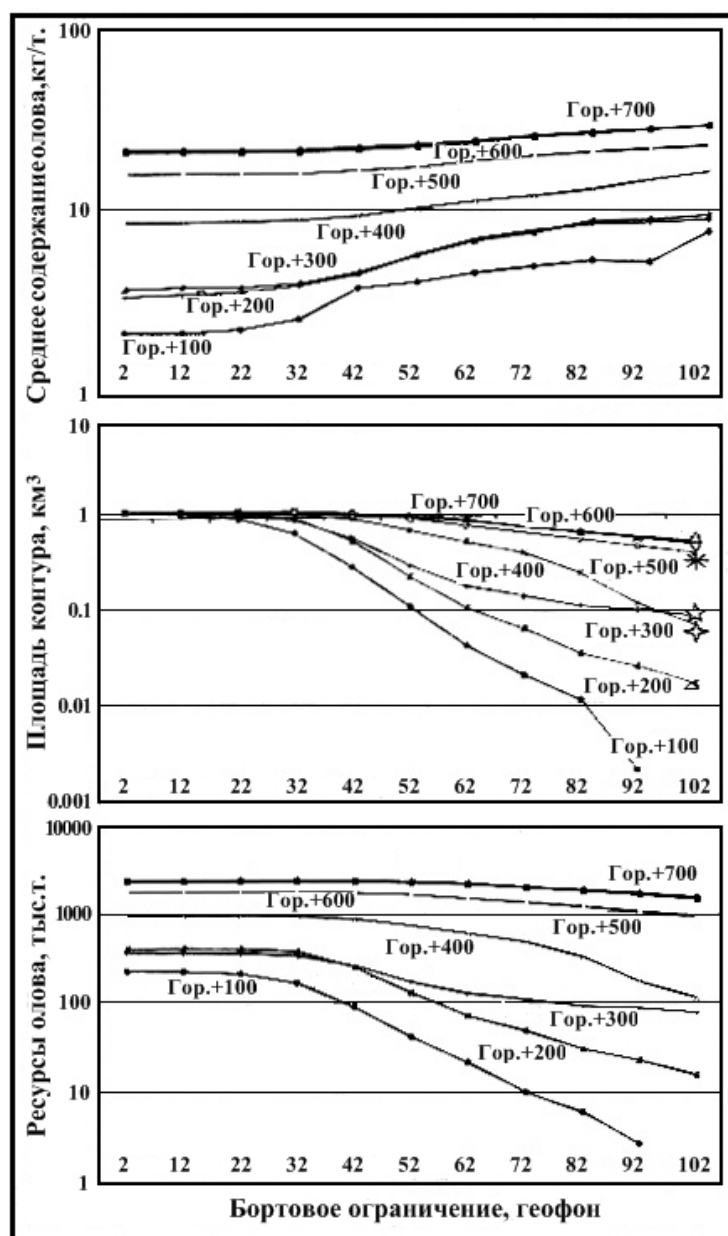


Рис. 2. Изменение площади контура оценки, ресурсов и среднего содержания олова в 100-метровых блоках в зависимости от бортового ограничения на месторождении Экуг.

Из реконструкции видно, что оруденение, заключенное в верхней, наиболее выдающейся части «волчковой» морфоструктуры, эродировано,

и, что значительные запасы руды еще сохраняются в не тронутой эрозией части. В дайках более чем на 600 м вглубь и до 1000 м по простиранию развито комплексное As-Sn-редкометалльное оруденение. А в пологозалегающей грейзеново-рудной линзе мощностью 350–300 м оруденение разного качества распространено на площади, превышающей 1 км².

Более конкретная оценка ресурсов олова выполнена методом горизонтальных сечений, основанным на подсчете количества металла в отдельных блоках – «слоях» [3]. Данный способ позволяет определить вертикальные запасы металлов в слоях разной мощности (от 1 до 100 м) прямоугольной и более сложной конфигурации геологического объекта (россыпи, рудные тела) или модели. В нашем случае – в геолого-геохимической модели месторождения Экуг в интервале высотных отметок от +700 до 0 м. Этот подсчет опирается на модель распределения металла в объеме выбранного участка, согласно всем имеющимся по нему аналитическим данным [1].

Способ, в отличие от ставшего известными в последнее время [4], более прост и надежнее в работе. Выбран он не только из-за простоты, доступности и достоверности результатов, получаемых при его применении, о чем свидетельствует практика его использования. В качестве примера можно взять схождение результатов подсчета запасов золота на месторождении Наталка [5]. Полученные этим способом оценки количества рудного золота на месторождении Наталка (1600 т, при бортовом ограничении 1,5 г/т) очень близки с оценкой, выведенной по результатам масштабных оценочных работ, проведенных здесь в 2006–2007 гг. горнорудной компанией «Полиметалл» (1850 т при бортовом ограничении 1,7 г/т). Метод выбран еще и потому, что для месторождения Экуг нет эталонного объекта, необходимого для проведения сравнительного анализа при подсчете запасов известными из литературы способами. А так же, геохимическими исследованиями, проведенными на месторождении, установлено, что морфология ореолов большинства элементов-индикаторов (W, Bi, Sn, As) определяется площадной ориентировкой грейзеново-рудной залежи и характеризуется в плане

овальными формами, это еще раз показывает, что оруденение здесь необходимо рассматривать не по отдельным РТ, а в целом.

Таблица 1. Изменение среднего содержания олова, площади контура подсчета и запасов олова в семи 100-метровых блоках в зависимости от бортового ограничения

Горизонт, м	Интервал, от – до	Бортовое ограничение, геофон										
		2	12	22	32	42	52	62	72	82	92	102
Изменение среднего содержания олова, кг/т												
+700	700–600	20,8	20,8	20,8	20,9	21,7	22,5	23,7	25,4	26,7	27,7	28,9
+600	600–500	20,4	20,4	20,4	20,5	21,2	22,0	23,2	24,9	26,1	27,4	28,5
+500	500–400	15,5	15,5	15,5	15,6	16,3	17,0	18,4	19,6	20,7	21,6	22,4
+400	400–300	8,4	8,4	8,5	8,7	9,2	10,2	11,1	11,9	13,0	14,7	16,2
+300	300–200	3,6	3,7	3,7	3,9	4,5	5,6	6,7	7,5	8,7	8,9	9,4
+200	200–100	2,1	2,1	2,2	2,5	3,7	4,0	4,5	4,9	5,3	5,2	7,6
+100	100–0	3,3	3,4	3,5	3,8	4,4	5,7	6,9	7,7	8,4	8,6	8,9
Изменение площади контура подсчета запасов, км ²												
+700	700–600	1,148	1,148	1,148	1,140	1,080	1,012	0,907	0,769	0,673	0,598	0,519
+600	600–500	1,148	1,148	1,148	1,139	1,077	1,003	0,897	0,761	0,665	0,578	0,497
+500	500–400	1,148	1,148	1,148	1,135	1,054	0,956	0,794	0,670	0,562	0,473	0,396
+400	400–300	1,148	1,148	1,140	1,090	0,944	0,719	0,536	0,402	0,247	0,116	0,069
+300	300–200	1,148	1,136	1,109	0,976	0,557	0,233	0,106	0,063	0,034	0,025	0,016
+200	200–100	1,148	1,098	0,969	0,673	0,294	0,111	0,042	0,020	0,011	0,002	0,000
+100	100–0	1,148	1,110	1,068	0,914	0,597	0,304	0,183	0,140	0,109	0,099	0,085
Изменение запасов олова, тыс. т												
+700	700–600	2391,6	2391,6	2391,6	2386,8	2339,8	2272,2	2145,9	1951,2	1795,6	1656,5	1497,5
Эродированная часть	700–640	1434,9	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	+600	2337,7	2337,7	2337,7	2332,1	2283,6	2209,7	2082,1	1894,2	1738,5	1581,1	1416,2
	+500	500–400	1773,5	1773,5	1773,5	1766,7	1713,1	1628,7	1461,9	1312,8	1164,4	1023,5
	+400	400–300	965,6	965,6	963,9	944,8	872,6	732,3	595,4	476,4	320,1	170,6
	+300	300–200	413,3	415,4	411,5	381,8	252,9	129,9	71,0	47,5	29,4	22,2
	+200	200–100	233,4	231,0	216,8	169,9	89,9	41,3	21,1	9,7	5,8	2,6
	+100	100–0	379,0	376,7	371,6	342,7	262,8	172,6	126,5	107,2	91,1	85,4
тыс. т		7059,1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Выбранным способом проведен многовариантный подсчет количества олова на 7 горизонтах при различных бортовых ограничениях, начиная от 2 геофонов (175,4 г/т). В табл. 1 приведены параметры «слоев» – площади подсчетного контура, средних содержаний и количества олова для 11 значений бортового ограничения, хотя имеются расчеты большего количества вариантов. Из данных таблицы видна тенденция изменения всех основных параметров при повышении бортового ограничения. На рис. 2 в виде графиков представлены изменения этих параметров по вертикали. Ресурсы по верхнему, частично сэродированному горизонту (интервал 700–600 м) оценены с помощью экстраполяции, что придает им некоторую условность. Однако это не ставит под сомнение полученные данные по ресурсам интервала. Ведь сэродированная часть верхних горизонтов месторождения явилась источником нескольких богатых россыпей. К тому же достаточно легко учесть объем эродированной части запасов и остающихся еще в верхнем блоке. Из графиков следует, что в условиях

равношагового повышения бортового ограничения на трех верхних горизонтах при постепенном увеличении среднего содержания металла идет плавное уменьшение площади с соответствующей кондиционной продуктивностью и столь же плавное уменьшение запасов олова. На остальных горизонтах тенденции изменения этих параметров значительно резче.

Прогнозируемое количество олова (7059,1 тыс. т при бортовом ограничении 2 геофона) и некоторых сопутствующих ему металлов (As-8048,6; Ag-65,9; Bi-45,9; Li-27,4; Cu – 26,7; Be-15,2; Mo-1,2; Au-0,0214 тыс.т) в рудах месторождения, оставшихся в его недрах, позволяет отнести Экуг к экономически привлекательным объектам. Судя по средним содержаниям элементов, по которым подсчет запасов не производился (W, Pb, Zn), запасы этих металлов в рудах могут достигать сотни тонн. Но и объемы уже подсчитанных металлов позволяют сделать вывод – состав руд месторождения комплексный, содержащий широкий спектр полезных металлов. Поэтому при отработке месторождения необходимо предусмотреть схему передела руды, при которой было бы возможно извлекать из нее все полезные компоненты.

Литература:

1. Бородин Н. А. Геолого-геохимическая модель грейзенового месторождения олова Экуг // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – (В печати с 2009.)
2. Митропольский П. Б. Новые данные о вещественном составе руд и метасоматической зональности Экугского рудного поля // Колыма. – 1992. – № 1 – С. 15–17.
3. Приставко В. А., Якобсон Ю. А. Информационный отчет лаборатории математических методов по хоздоговору 166. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. – 122 с.
4. Матвеев А. А. Прогнозная оценка рудных объектов по геохимическим данным// Разведка и охрана недр. – 2008. – № 4-5. – С. 18–21.
5. Гончаров В. И., Ворошин С. В., Сидоров В. А. Наталкинское золоторудное месторождение. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – 250 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТ (ПРИСТАНОВОЙ ПОЯС ЮГО- ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

Бучко И.В., Бучко Ир.В.

ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск

Единственным месторождением серебро-полиметаллических руд в пределах Пристанового пояса юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона является Могот.

Наиболее древними супракрустальными образованиями являются отложения зверевской серии, представленные гранат-пироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми и др. кристаллическими сланцами с линзами кварцитов, с возрастом по данным Sm-Nd исследований не древнее 2.9 млрд. лет, претерпевшие метаморфизм гранулитовой фации [8].

К более молодым отнесены породы амфиболитовой фации: биотитовые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы иликанской серии станового комплекса, относимого к раннему архею [5], позднему архею [4] или раннему протерозою [6]. Их модельный возраст $T_{Nd}(DM)=2.6-3.2$ млрд. лет [2].

Среди супракрустальных образований установлены маломощные тела гарцбургитов, гранатовых амфиболитов (метагабброидов) и metabазальтов, которые представляют собой фрагменты редуцированного офиолитового разреза. Это свидетельствует о существовании в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты. Её раскрытие связано с глобальной эпохой рифтогенеза и последующего спрединга на рубеже 2.2 – 2.0 млрд. лет подтверждаются исследованиями [2; 8].

К более молодым относятся интрузии гранитоидов древнестанового комплекса, с возрастными оценками от позднего архея до мезозоя, гранитоиды позднестанового [6] или тукурингского [5] и тындинско-

бакаранского комплексов. Для позднестановых (тукурингрских гранитов) в последние годы установлены раннемеловые значения возрастов - 138-140 млн. лет [3; 9]. Время становления гранодиорит-порфиров тындинско-бакаранского комплекса, расположенных в пределах месторождения Могот, установлено $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом по плагиоклазу и амфиболу, и составляет 142-148 млн. лет [1]. Наконец, наиболее молодые образования представлены нижнемеловыми терригенными отложениями ундытканской [4; 6] свиты, а также толщей раннемеловых андезитов, дациандезитов, дацитов и одновозрастными им интрузиями диоритовых порфиров.

По существующим на сегодняшний момент представлениям, образования, слагающие изучаемую территорию, претерпели несколько этапов высокоградного метаморфизма в интервале 2.65-1.88 млрд. лет [9], 1.85-1.92 млрд. лет [7]. При этом, региональный метаморфизм амфиболитовой фации станового комплекса происходил не в раннем докембрии, как считалось ранее [5], а в мезозое (127-130 млн. лет) [9].

Месторождение Могот расположено на южном склоне Станового хребта в пределах древней складчатой области, в геологической истории которой выделяют древнестановой и мезозойский этапы тектогенеза.

Докембрийские супракустальные отложения смяты в опрокинутые изоклинальные складки, крылья которых зачастую осложнены складками более низких порядков вплоть до пloyчатости. При этом наличие фрагментов офиолитового разреза может свидетельствовать о наличии здесь в докембрии океанической структуры. Данная тектоническая обстановка максимально благоприятна для отложения стратиформного полиметаллического оруденения. Замковые части складок являлись максимально благоприятными для внедрения более поздних гранитоидных расплавов, а также продвижения по этим участкам гидротермально-метасоматических флюидов, под влиянием которых могло происходить как переотложение древнего, так и привнос молодой серебро-полиметаллической с золотом минерализации.

Основной причиной, определившей проявление гидротермально-метасоматических процессов, явилась очаговая структура центрального типа, сложенная мезозойскими гранитоидами, расположенная южнее

месторождения Могот. С её заложением связано образование разрывных нарушений, как центрального типа, так и северо-восточного направления.

Рудоконтролирующими и локализирующими структурами являются разломы и трещины субширотного-северо-восточного простирания. Вертикальные перемещения по этим разломам привели к образованию трещин, по которым происходили блоковые перемещения. Наиболее крупные из них контролировали в дальнейшем размещение гипабиссальных и малых интрузий и сопровождалась зонами гидротермально-метасоматически измененных пород. Устанавливается следующая зональность гидротермалитов – кремнекальиновые метасоматиты →пропилитизированные породы→аргиллизированные породы → кварцевые метасоматиты.

Все рудные тела сопровождаются вторичными ореолами рассеяния Ag, Mo, Zn, Pb, Ba, Au, As, Co, Ni, Mn, V и Cr. Столь необычная геохимическая ассоциация свидетельствует о неоднократном проявлении рудообразующих процессов. Источником рудного вещества могли быть как докембрийские образования, так и сопровождающие раннемеловые интрузии рудоносные растворы.

Мощность рудных тел при бортовом содержании Ag 20 г/т составляет 1.36-6.37м (средняя 3.11м), средние содержания условного серебра – 130.8-312.8 г/т (среднее 222 г/т).

Обращает на себя внимание постоянное присутствие в рудах мышьяка, как в рудах, так и сопровождающих их метасоматитах. При этом изучение вертикальной зональности оруденения свидетельствует об его накоплении как на нижнерудном, так и на верхне рудном уровне, что может быть поисковым признаком серебро-полиметаллических руд. Следует отметить, что для нижнерудного уровня свойственны максимальные содержания Mo, для среднего - Pb и Cu, а для верхнего – Zn.

Анализ результатов геофизических работ позволил установить, что рудовмещающие образования фиксируются низкими значениями электрического сопротивления (ρ_k) 250-2000 Омхм, вызванной поляризации (Vp) 0.1-0.5% и полного вектора магнитного поля (T) 58500-59000 нТл.

Рудные тела представлены окисленным и смешанным убогосульфидными легкообогатимыми типами. Основными породообразующими минералами в них являются кварц, полевые шпаты и глинисто-слюдисто-гидрослюдистые образования. Основным полезным компонентом пробы руды является серебро, минералы которого -аргентит и акантит. Сульфосоли, сульфаты серебра и самородное серебро наблюдаются в единичных зернах. По данным технологических испытаний руда является благоприятным сырьем для цианирования. Извлечение из неё серебра составляет более 90 %.

Характеризуемая площадь расположена в зоне влияния крупнейшего Станового разлома и в мезозое она представляла активную континентальную окраину. Главными металлогеническими особенностями данной геодинамической обстановки является широкое развитие медно-молибденовых, сереброносных свинцово-цинковых, молибден-свинцово-цинковых, золото-серебряных и др. месторождений.

Литература:

1. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., и др. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические данные о возрасте образования серебро-полиметаллических руд Моготинского месторождения (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 42-43.
2. Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. // Иркутск: ИЗК СО РАН. 2010. С. 48-49.
3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Доклады академии наук. 2011. Т. 438. №. 3. С. 355-359.
4. Геологическая карта региона БАМ, масштаба 1:500000. ВСЕГЕИ. Ленинград. 1975.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ. 1999. 135с.
6. Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Становая. Лист N-51-VI. Ленинград. 1971. 50с.
7. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., и др. // Петрология. 2008. Т.16. № 6. С.627-656.
8. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Геотектоника. -2009. - 4. - С. 3-15.
9. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., и др. // Доклады РАН. 2006. Т.409. № 2. С. 222-226.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

Васильев Д.А.¹, Ершова В.Б.²

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
juorankhay@mail.ru*

²*Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург*

Были изучены деформации, проявленные в отложениях верхней юры и нижнего мела западного крыла Чекуровской антиклинали в зоне сочленения Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса и северной части Приверхоянского краевого прогиба (левый берег р. Лены, мыс Чуча). Район весьма интересен, так как располагается непосредственного в области перехода от фронтальной части складчатой области к Приверхоянскому краевому прогибу (северо-восточная окраина Сибирской платформы) и является перспективным на обнаружение горючих полезных ископаемых. Ранее здесь в верхнемезозойских отложениях предполагалось проявление двух этапов деформаций [1], природа, кинематика и взаимоотношения которых недостаточно изучены.

Главной тектонической структурой региона является Чекуровская антиклиналь. Ширина ее 12-15 км при длине до 60-65 км; она асимметрична - имеет крутое (до 80°) западное крыло и пологое (до 40°) восточное. Ось складки, дугообразно выгибаясь, обращена своей выпуклой стороной к западу; ее простираие в южной части северо-западное, в северной - северо-восточное. На мысе Чуча на западном крыле антиклинали юрско-меловые породы залегают моноклинально (полюса слоистости на стереограммах концентрируются вдоль восточной половины дуги большого круга). Рассчитанная ось антиклинали здесь под углом 15° погружается в северном направлении. Исследуемый разрез располагается в центральной части Чекуровской антиклинали. Моноклинально залегающие

верхнемезозойские отложения представлены (с запада на восток) юрскими чекуровской (средняя юра, батский ярус), точинской, сиговской и чонокской (средняя-верхняя юра, келловейский, оксфордский и волжский ярусы) свитами, нижнемеловыми хаиргасской (берриасский и нижняя часть валанжинского яруса), кюсюрской и огонер-юряхской (валанжинский, готеривский и аптский ярусы) свитами, сложенными песчано-глинистыми породами.

Разрывные структуры редки и представлены, в основном, тектонической трещиноватостью, которая имеет две основные ориентировки - субширотную и северо-восточную. Трещины не имеют литологического контроля, пересекая все породы, однако интенсивность их проявления увеличивается от песчаников к более мелкозернистым породам. Острый угол между двумя преобладающими системами трещиноватости достигает 40° . По отношению к оси Чекуровской антиклинали субширотная трещиноватость является поперечной. Как правило, при формировании складчатости и связанной с ней тектонической трещиноватости образуются как поперечные, так и продольные трещины, однако в данном районе последние проявлены очень слабо.

Надвиговые дислокации наиболее распространены среди разрывных нарушений со смещениями. Локализуются они в зонах переслаивания песчаников с алевролитами и аргиллитами. Они представлены межслоевыми надвиговыми срывами, пологими надвигами и взбросами, однако полевые наблюдения позволяют считать, что и те и другие имеют единую природу, образуясь сначала в виде межслоевых срывов, потом пересекая слоистость под небольшими углами, трансформируясь по восстанию в крутые взбросы. То есть они пересекают пласты песчаников ступенчато, под небольшими (по отношению к слоистости) углами, образуя классические надвиги. Местами наблюдаются ассоциирующие с надвигами мелкие асимметричные рамповые складки, реже взбросо-складки. Образование последних связано с явлениями послойного срыва, происходившими на разных горизонтах еще полого залегающих осадочных отложений на ранних стадиях складчато-надвиговых деформаций. Смещение по надвигам незначительное, не более первых метров; в

основном первые десятки сантиметров. Большинство надвигов имеют западную вергентность, однако ближе к западному флангу разреза встречаются редкие надвиги противоположного направления. Наличие обратных надвигов косвенно подтверждает предположение о формировании Чекуровской складки в результате компенсации перемещений при пододвигании западных крыльев фронтальных рамповых антиклиналей, что характерно для так называемых вдвиговых клиньев, или вдвигов при формировании дуплексов с пассивной кровлей [2]. Межслоевые надвиговые срывы имеют строго северо-восточное простирание. Сместители пологих надвигов отличаются более разбросанными значениями элементов залегания и иногда ориентированы субширотно. Взбросы характеризуются еще большим разбросом значений элементов залегания сместителей и зачастую имеют северо-западное и субдолготное простирание. Обратные надвиги преимущественно субширотные. Однако для всех надвиговых деформаций преобладающим является северо-восточная ориентировка, то есть они расположены под острым углом по отношению к складчатости. Таким образом, совпадение ориентировки межслоевых надвиговых срывов, пологих надвигов и большинства взбросов свидетельствует об их одновременном формировании в едином поле напряжений. Совпадение ориентировок надвиговых дислокаций и тектонической трещиноватости может также указывать на синхронность их происхождения.

Редкие сбросовые разрывные нарушения имеют преобладающее северо-восточное простирание. Встречаются единичные сбросы субширотного и северо-западного простирания. Разрывы малоамплитудны, смещения по ним не превышают первых дециметров. Отличительной особенностью является небольшой наклон сместителей (не более 60°).

Сдвиги также редки, как и сбросы. Они имеют северо-восточное и субширотное простирание. Встречаются как левые, так и правые сдвиги, а также комбинированной кинематики - сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. Смещения по ним также небольшие - первые десятки сантиметров, реже первые метры.

Исследуемый район характеризуется проявлением складчатости субдолготного простираия, систем тектонической трещиноватости северо-восточного и субширотного простираия, надвигов и сбросов преобладающего северо-восточного направления, сдвигов северо-восточной и субширотной ориентировки. Схожее направление простираия складчатости, трещиноватости, разломов и локализация их в одних и тех же структурно-литологических участках позволяет предположить, что данные тектонические структуры были сформированы в результате одного складчато-надвигового этапа деформаций, связанного со складчатостью в Западно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса. Предполагаемый [1] второй этап деформаций обнаружить не удалось. Проведенные исследования свидетельствуют, что все тектонические деформации района были образованы в едином поле напряжений, в один этап деформаций.

Полученные результаты исследований могут быть полезны для решения вопросов тектонического строения, морфологии и возраста угленосных и нефтегазоносных осадочных бассейнов аналогичного структурного положения и строения.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 12-05-33018) и гранта президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых МК-2902.2013.5. Авторы выражают благодарность руководству ФГУНПП «Аэрогеология» за помощь в проведении экспедиционных исследований.

Литература:

1. Биджиев Р.А., Грошин С.И., Горшкова Е.Р., Гогина Н.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист R-52-VII, VIII. Объяснительная записка. Москва, 1976. 80 с.
2. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов. В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.

РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНОГО СОСТАВА ДОЛИНЫ Р. КУОЙКА (ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Васильева А.Е.¹, Елизаров К.В.¹, Константинов И.К.², Яковлев А.А.³

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
(geo@yakutia.ru)*

²*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск (palmag@crust.irk.ru)*

³*НИГП АК «АЛРОСА» ОАО, г. Мирный (AndreyVeron2013@mail.ru)*

Левобережье р. Оленек, в частности, долина р. Куойка характеризуется достаточно редким сочетанием магматической деятельности, а именно, в одном районе формировались базиты девонского и верхнепермского возрастов и кимберлиты верхнедевонского-нижнекарбонового и юрского возрастов. Магматическая деятельность контролировалась глубинными разломами, составляющими Куойкско-Эбеляхскую систему.

Базиты среднепалеозойского возраста представлены дайкообразными телами, имеющими северо-западное простирание, согласное Куойкско-Эбеляхской системе разломов. Мощность даек 25 – 40 м, протяженность от нескольких сотен метров до нескольких километров. Для данной возрастной группы характерно многократное (по крайней мере – двукратное) внедрение базитового расплава. В береговых обнажениях наблюдаются случаи двухфазных (дайка в дайке) даек, либо даек, приобретающих за счет повторного внедрения эруптивную текстуру. Наличие приконтактной закаленной зоны и зон брекчирования и дробления говорит о разрыве во времени между внедряющимися фазами. Рассматриваемые дайки, как первой, так и второй фаз, выполнены призматически-офитовыми габбро-долеритами различной зернистости. В краевых зонах порода приобретает порфировый облик. Долериты даек сложены лабрадором (An_{59-46}), с увеличением его основности до An_{65} в порфировых разностях, авгитом ($Wo_{38}En_{40-37}Fs_{25-22}$), титаномagnetитом,

редкими псевдоморфозами по оливину и слабонакристаллизованным стеклом, замещенным хлоритово-слюдистым агрегатом. В долеритах постоянно присутствие кварца, биотита и разбросанного по стекловатому мезостазису апатита. Наличие кварц-халцедоновых миндалин нередко придает породе миндалекаменный облик. В петрографическом плане долериты обеих фаз внедрения достаточно близки. Отличие наблюдается лишь в том, что в породах первой фазы менее основной плагиоклаз и более титанистый авгит. Наиболее типичные особенности химизма интрузивов данной возрастной группы – повышенное содержание Ti, P и K (рис.1).

Базиты позднепермского возраста представлены Сектеяхской пластовой интрузией, вытянутой в субширотном направлении от верховьев р. Уджа до р. Биэнчине на расстоянии 80 км и располагающейся, в основном, в междуречье рек Сектеях и Куойка. Мощность интрузии до 100 м. Встречающиеся редкие дайки играют роль подводящих каналов. Сектеяхский силл бронирует водораздельное пространство и подстилается терригенными отложениями нижней перми. Поверхность кровли неровная с пониженными участками и западинами, заполненными туфогенными образованиями основного состава.

Преобладающий тип породы, как для силла, так и в дайках – среднезернистые пойкилоофитовые долериты. Мощность силла была достаточной для процессов внутрикамерной дифференциации. В результате произошло разделение породы по оливину с формированием в центральной части залежи горизонта оливиновых габбро-долеритов мощностью до двух метров с содержанием оливина до 7-10%. К приподошвенным частям заметно (до 6-7%) возрастает доля титаномагнетита. В целом долериты данной возрастной группы, по сравнению с девонскими базитами, более дифференцированы. Сложены долериты Сектеяхского силла плагиоклазом широкого состава: от битовнита (An_{70-75}) I генерации до андезин-лабрадоритового (An_{68-30}) плагиоклаза основной массы. Для клинопироксена так же типичен значительный разброс состава ($Wo_{35-44}En_{34-40}Fs_{17-31}$). Т.е., как плагиоклаз, так и клинопироксен свидетельствуют о длительности фракционирования магмы интрузивов во внутрикамерных условиях, а так же, о возможной

довнутрикамерной кристаллизации расплава. Для долеритов данной возрастной группы типично постоянное присутствие оливина хризолит-гиалосидеритового состава и псевдоморфоз по нему. О формировании интрузива в приповерхностных условиях свидетельствует значительная доля (до 28%) стекловатого мезостазиса, чаще всего замещенного вторичными минералами.

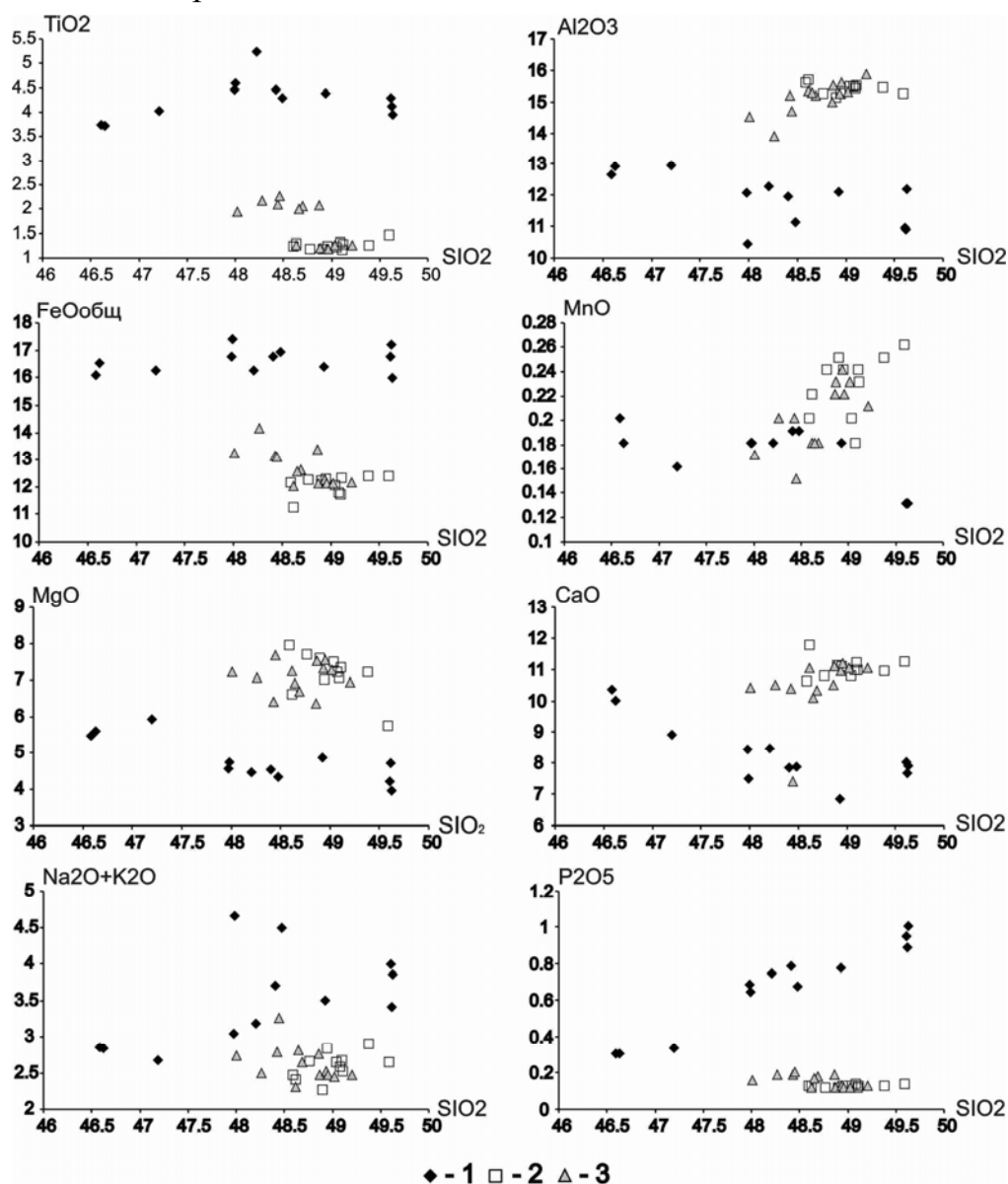


Рис. 1. Соотношение породообразующих окислов в разновозрастных базитах бассейна р. Куойка. Среднепалеозойские базиты (1); пермотриасовые базиты: силлы (2), дайки (3).

В петрохимическом плане долериты Сектеяхского силла подобны траппам востока Тунгусской синеклизы, относящимся к I петрохимическому типу [1, 2].

По результатам первичных петромагнитных измерений установлено, что долериты среднего палеозоя близки по значениям магнитной восприимчивости (МВ) с траппами пермотриаса и составляют примерно $2000-2500 \cdot 10^{-5}$ СИ, но по величинам векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и коэффициентов Кенигсбергера Q, среднепалеозойские долериты слабее более чем в 2 раза (рис. 2 А). Следует отметить, что вектора ЕОН первых имеют отрицательные и положительные направления, в то время как вторые намагничены только положительно. Отличия изученных долеритов так же наблюдаются и в компонентном химическом составе минералов носителей намагниченности: для среднепалеозойских долеритов они тяготеют к гемо-ильменитовой серии, а для пермотриасовых – к титано-магнетитовой серии (рис. 2 Б).

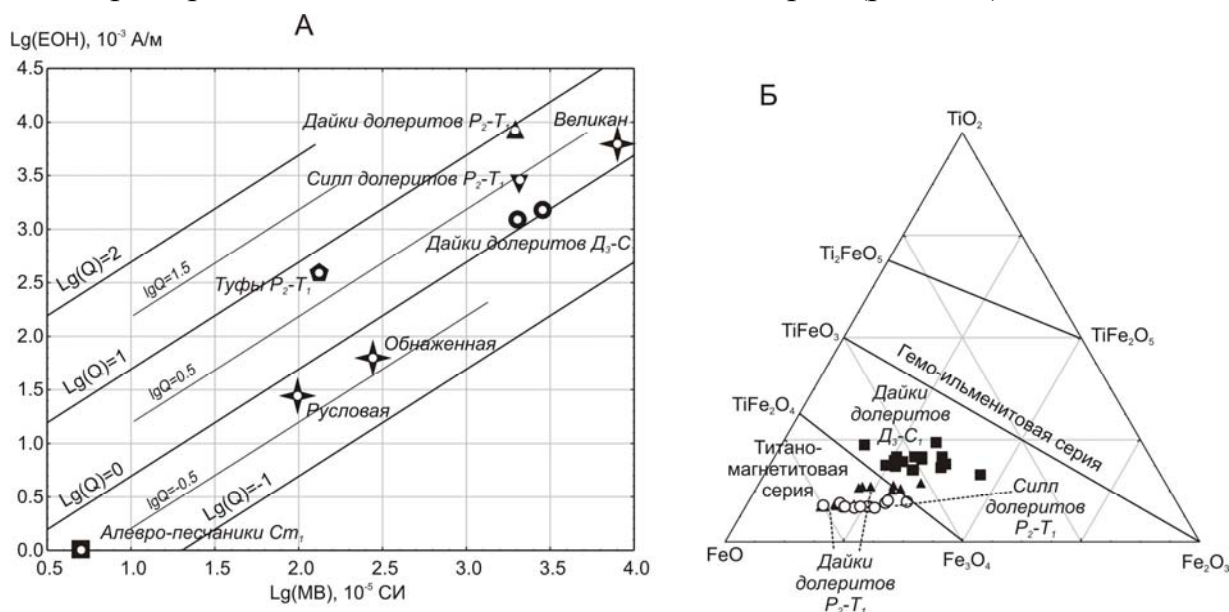


Рис. 2. Петромагнитные характеристики структурно-вещественных комплексов (А) и химический состав носителей намагниченности долеритов по [4] (Б) бассейна р. Куойка.

Таким образом, проведенный анализ разновозрастных магматических образований р. Куойка показал, что среднепалеозойские долериты различаются от пермо-триасовых траппов как по петрографическим, петрохимическим, так и петрофизическим показателям, что говорит о их различных генетических условиях образования.

Литература:

1. Васильева А.Е., Копылова А.Г. Геохимическая характеристика траппов верховьев р. Оленек и бассейна р. Алакит // Современные проблемы геохимии. Материалы конференции. Иркутск. 2009. Изд-во ИГ СО РАН. С. 30-33.
2. Томшин М.Д., Копылова А.Г., Тянь О.А. Петрохимическое разнообразие траппов восточной периферии Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 2005. Т.46. с. 72-82.
3. Akimoto S. Magnetic properties of FeO-Fe₂O-TiO₂ system as a basis of rock magnetism // J. Phys. Soc. Japan, 1962, Supplem. B-1, v. 17.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ОЛОВО-СЕРЕБРО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛОВ

Гамянин Г.Н.^{1,2}, Аникина Е.Ю.¹

¹ *Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии
и геохимии РАН, г. Москва, ggn@igem.ru*

² *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

Изученные месторождения локализуются в Верхне-Юдомской металлогенической зоне. Зона расположена в осевой части и на восточном крыле Южно-Верхоянского синклинория, в сфере влияния Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. Она ограничивается полями эффузивов на востоке, телами субвулканических и интрузивных образований на западе. Территория зоны сложена мощными терригенными осадочными породами верхоянского комплекса пермского и триасового возраста, собранными, преимущественно в субмеридиональные складки. На востоке синклинория дислоцированные породы верхоянского комплекса перекрываются толщей эффузивов [1, 2].

В пределах зоны магматические и рудные проявления контролируются разломами, как продольными, так и поперечными к складчатой структуре. Среди них развиты разломы трех систем:

субмеридиональной южно-верхоянской, северо-западной сетаньинской и северо-восточной сунтарской. К пересечениям разломов этих систем часто приурочены рудные месторождения.

В пределах металлогенической зоны широко распространены проявления свинца, цинка, олова, серебра, золота, вольфрама и сурьмы. Профилирующими в ней являются олово-серебро-полиметаллические месторождения представленные касситерит-силикатно-сульфидными (CSS) (ВерхнеХалыинское), касситерит-сульфидными (CS) (Ампарандья, Высокогорное, Сунтарское, Джатонское, Детанджинское) и серебро-полиметаллическими (SP) (Алтайское, Кута, Хоронь, Менкече, Солнечное) типами. Все они пространственно и парагенетически связаны с производными вулкано-плутонической ассоциации. По своим масштабам это мелкие и средние месторождения, но с высокими содержания Sn (до 3%), Pb (до 8%), Zn (до 10%) и Ag (до 2 кг/т). Руды ряда месторождений имеют повышенные концентрации In (Высокогорное). В рудных телах развиты ассоциации: касситерит-пирротин-арсенопиритовая (продуктивна на Sn), карбонат-галенит-сфалеритовые (Cu, Zn, Pb), блеклорудно-сульфоантимонитовые (Ag).

Были изучены соотношения изотопов серы в сульфидах и углерода и кислорода в карбонатах из различных типов минерализаций.

Установлено, что вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из CSS типа минерализации составили $-4,8...+3,5$ ‰, в том числе для арсенопирита – $+0,5...+2,4$ ‰, для пирита – $+2,3...+3,5$ ‰, для сфалерита – $+0,3...+3,0$ ‰, для галенита – $-4,8...-2,8$ ‰ (рис. 1 а); из CS – $-6,9...+6,0$ ‰, в том числе для арсенопирита – $-1,4...+4,2$ ‰, для пирротина – $-1,9...+5,5$ ‰, для пирита – $-3,0...+5,4$ ‰, для марказита – $+2,2...+6,0$ ‰, для сфалерита – $-2,6...+4,4$ ‰, для галенита – $-6,9...+2,5$ ‰ (рис. 1 б); из SP – $-3,8...+4,8$ ‰, в том числе для арсенопирита – $-3,8...+3,2$ ‰, для пирротина – $+0,4...+3,8$ ‰, для пирита – $-2,6...+3,3$ ‰, для марказита – $+1,9...+2,8$ ‰, для сфалерита – $-2,2...+4,8$ ‰, для галенита – $-3,4...+0,4$ ‰ (рис. 1 в). Предполагая, что $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ флюида равно $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ и используя калибровочные кривые различных исследователей [3, 4] мы рассчитываем величины $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ минералообразующего флюида. В результате получаем, что значения

$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ для CSS типа варьируют от -2,8 до +2,7‰, для CS – от -4,5 до +4,8‰, для SP – от -4,2 до +4,3‰.

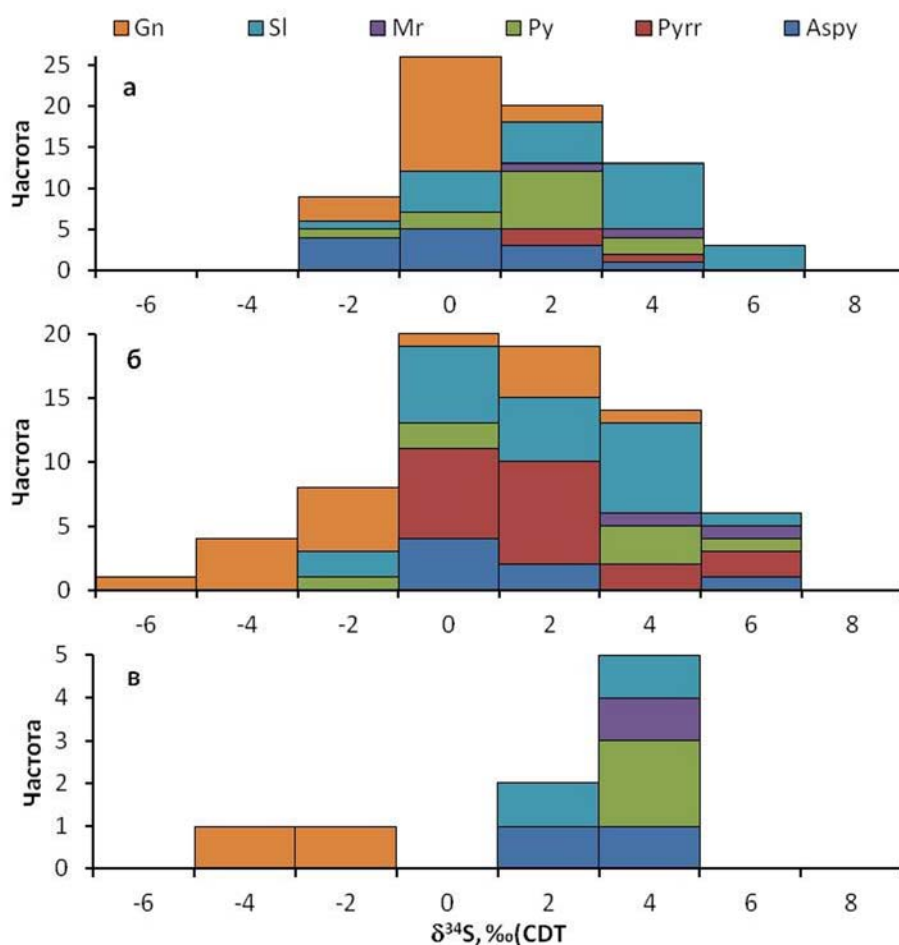


Рис. 1. Соотношение изотопов серы в сульфиды из CSS (а), CS (б) и SP типов минерализации. Aspy – арсенопирит, Pyrr – пирротин, Py – пирит, Mr – марказит, Sl – сфалерит, Gn – галенит.

В целом можно отметить, что, несмотря на пространственную и временную разобщенность, большинство величин $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ флюида сосредоточено вблизи нулевого значения ($0 \pm 5\text{‰}$), что интерпретируется как сера магматического происхождения. Область соотношений изотопов серы на исследуемых месторождениях попадает в интервал данных, полученных при изучении низкосульфидных эпитеpмальных месторождений (LSED) (рис. 2). Некоторое утяжеление изотопного состава связано с вовлечением в область рудоотложения окисленных форм серы в приповерхностных условиях. Смещение в отрицательную сторону

вероятнее всего происходит за счет фракционирования изотопов серы в результате их последовательного отложения.

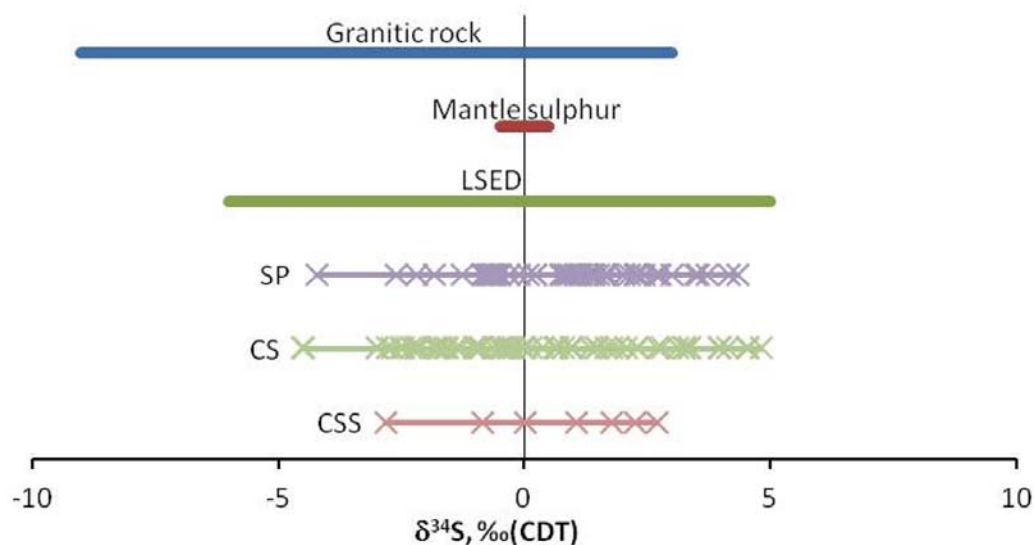


Рис. 2. Соотношение изотопов серы в сульфидах из CSS, CS и SP типов минерализации месторождений Южного Верхоянья, гранитных пород, мантийной серы, низкосульфидных эпипермальных месторождений (LSED).

Анализ соотношений изотопов углерода и кислорода карбонатов (рис. 3) показывает, что карбонаты минерализации SP типа сформировались при участии углерода магматического происхождения ($\delta^{13}\text{C} \sim -5 \pm 3\text{‰}$). В образовании карбонатов CS ассоциаций, кроме этого, участвовал углерод, полученный при окислении органических соединений. Значения $\delta^{18}\text{O}$ имеют значительный разброс и разбиваются на 2 группы: от -3,4 до +0,2‰ и от +9,1 до +19,6‰. В первую группу попадают поздние кальциты из SP ассоциаций. Учитывая геологическую ситуацию формирования минерализации этого типа, можно говорить о вовлечении в конвективную ячейку разогретых метеорных вод с легким изотопным составом кислорода. С учетом коэффициентов фракционирования между карбонатами и водой флюида, значения изотопов кислорода, формирующие вторую группу попадают в область магматических вод.

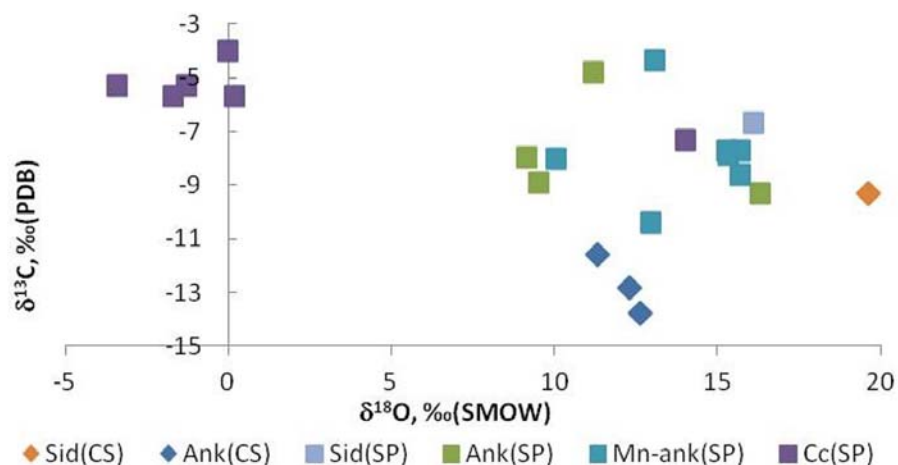


Рис. 3. Соотношение изотопов углерода и кислорода из карбонатов различных типов минерализации месторождений Южного Верхоянья. Sid – сидерит, Ank – анкерит, Mn-ank – мангананкерит, Cc – кальцит.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проекты 12-05-00623а, 12-0598506 р-восток-а

Литература:

1. Флеров Б.Л. Оловополиметаллическое оруденение юго-востока Якутии // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Сборник научных трудов. С.3-21. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984.
2. Флеров Б.Л., Булаевский Д.С., Дорофеев Д.А. Особенности геологического положения свинцово-цинкового оруденения в Южном Верхоянье // Геология рудных м-ний. С.59-74. №2. 1962.
3. Ohmoto, H. & Rye, R. O. Isotope of sulfur and carbon // in Barnes, H. L. Ed., Geochemistry of Hydrothermal deposits, John Wiley & Sons. P. 509-567. 1979.
4. Li YB, Liu JM Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // Geochim. et Cosmochim. Acta. P. 1789 - 1795. V. 70. 2006.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРКАЧАН

Гамянин Г.Н.^{1,2}, Викентьева О.В.¹

¹*Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва, ggn@igem.ru*

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

Месторождение Аркачан, выделенное нами как новый висмут-сидерит-полисульфидный тип золоторудных месторождений [1], расположено в Западно-Верхоянской зоне Яно-Колымского металлогенического пояса. Оно приурочено к участку пересечения субмеридионального Кыгылтасского и северо-восточного Северо-Тирехтяхского региональных разломов, контролирующих, преимущественно рудопроявления и месторождения олово-сульфидного и олово-серебро-полиметаллического профиля. Площадь месторождения сложена терригенными породами каменноугольного и пермского возраста. По геофизическим данным месторождение локализуется в кровле нескрытого гранитоидного интрузива. Рудные тела месторождения – протяженные (>2км) линейные штокверки мощностью до 70-100 м, с маломощными 0.1-3 см, реже до 5-10 см кварц-сидерит-сульфидными прожилками. На площади месторождения выявлены точки минерализации с повышенными содержаниями свинца, цинка и серебра, что не характерно для золоторудных зон, а типично для Ag-Pb минерализации месторождений Прогноз и Мангазейское. Штокверковые зоны выдержаны по составу и последовательности отложения минералов: кварц, пирротин, мусковит, сидерит, арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и комплекс висмутовых минералов с самородным золотом. Рудные точки с серебро-полиметаллической минерализацией по минеральному составу, типоморфным свойствам минералов и последовательности их отложения сопоставимы с таковыми в известных серебро-полиметаллических месторождениях. Составы одних и тех же минералов золотой и серебряной минерализации существенно отличаются между собой. Золоторудный

кварц содержит в 4-6 раз больше K_2O , Na_2O и во столько же раз меньше Li_2O , чем кварц серебро-полиметаллической минерализации. Он обогащен Bi , W , Co , Ni , тогда как в кварце серебро-полиметаллической минерализации преобладают Ag , Pb , Sb и Sn . Карбонаты из золоторудных тел обогащены Mg (сидерит до 3-4%, анкерит до 10-11%, кальцит до 2%), тогда как эти же минералы серебро-полиметаллических руд обогащены Mn (соответственно до 11, 4 и 2%). Арсенопирит продуктивных руд Co -содержащий высоко мышьяковистый в отличие от Sb -содержащего (до 3%) высокосернистого арсенопирита серебро-полиметаллической минерализации. Касситерит и станин обнаружены только в серебро-полиметаллической минерализации, но в арсенопирите, пирите, халькопирите и сфалерите золоторудной минерализации присутствуют повышенные концентрации Sn , In , Ge , W , Mo – типичных элементов оловорудных месторождений. Для рудных тел характерна выдержанность состава самородного золота (800-900‰); его специфичность определяется высокими содержаниями Cu (165-438 г/т) и Sn (130-800 г/т). В самородном золоте месторождений всей Яно-Колымской области таких содержаний этих компонентов не выявлено. Приведенные данные свидетельствуют о связи золоторудной и серебро-полиметаллической минерализаций с эволюционирующей во времени оловорудной РМС.

Формирование продуктивных золоторудных жил происходило при температурах 385-250°C и давлении 1.7-1.3 кбар из бикарбонатно-натриевого флюида с концентрацией солей 18.9-26.3 мас.% экв. $NaCl$. Формирование серебро-полиметаллической минерализаций происходило при 324-260°C из бикарбонатно-кальциевого флюида с концентрацией солей 9-3.7 мас.% экв. $NaCl$ и содержащего Zn , Fe , Li , B , Ni , As .

Изучен изотопный состав O , C и S минералов как золоторудной, так и серебро-полиметаллической минерализации месторождения. Рассчитанные величины $\delta^{18}O_{H_2O}$ флюида, равновесного с кварцем и карбонатами золоторудных жил, составляют при 350°C +7.2...+10‰. Для позднего флюида (280°C), равновесного с кварцем и карбонатами серебро-полиметаллической минерализации $\delta^{18}O_{H_2O} = +7.3...+9‰$. Большинство полученных значений попадают в интервал, характерный для

магматической воды ($\delta^{18}\text{O} = +5.5 \dots +9.5\text{‰}$). Изотопный состав углерода изменяется от -9 до -5‰ для раннего флюида и равен $-10.3 \pm 0.5\text{‰}$ для позднего флюида. Полученные величины частично перекрываются с интервалом, типичным для магматического флюида ($-8 \dots -5\text{‰}$), что предполагает вовлечение метаморфогенного флюида в рудообразующую систему. Для изотопного состава серы флюида, ответственного за формирование золоторудной минерализации, получен широкий интервал величин ($-10 \dots +14.5\text{‰}$), что указывает на несколько источников флюида, тогда как для позднего флюида этот интервал очень узкий ($+4.2 \dots +5\text{‰}$). Для флюида, участвующего в формировании серебро-полиметаллической минерализации, получены узкие интервалы изотопного состава и кислорода, и углерода, и серы.

Северо-Тирехтяхская зона разломов, контролирующая размещение олово-серебро-полиметаллического и золотого (Аркачан) оруденения поперечных рядов Западного Верхоянья, заложилась в раннем мелу, когда столкновение Колымо-Омолонского микроконтинента с Северо-Азиатским кратоном изменило свое направление на косую коллизию. В этот период произошло заложение серии поперечных разломов и внедрение гранитидов поперечных рядов. Эти зоны протягиваются на расстояние до 300 км при ширине до 30 км. По геофизическим данным, их вертикальная протяженность достигает 20 км. В поперечных рядах устанавливается последовательное уменьшение возраста как магматических пород, так и связанного с ним оруденения, вдоль его простираия: от 132 млн. лет на северо-восточной его окраине (Дербек-Нельгехинский плутон), до 100 млн. лет на юго-западном его окончании (Эндыбальский шток) и предполагаемый по геофизическим данным шток под месторождением Аркачан, возраст формирования рудных тел которого по Ar-Ar датированию мусковита жил $100.9-102.9 \pm 1.4$ млн. лет. Глубина зарождения магм в поперечных рядах порядка 28-30 км обусловила их некоторую пониженную вязкость и повышенную основность, что стало причиной обогащенности связанных с ними месторождений сульфидами. Уменьшение же силы выдавливания магм в зоне поперечных разломов по направлению к Сибирской платформе привело к увеличению глубины

становления магматических камер. На основании термобарохимических, изотопно-геохимических и геохронологических данных предложена генетическая модель месторождения Аркачан (рис.).

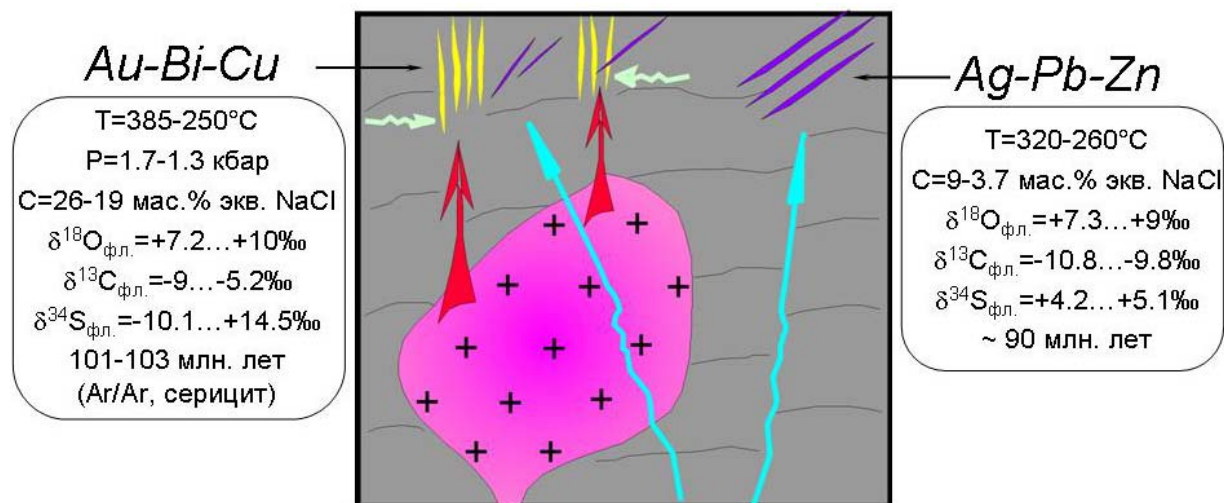


Рис. Модель формирования месторождения Аркачан.

На завершающем этапе коллизии (100-105млн. лет) в участке пересечения Северо-Тирехтяхской и Кыгылтасской зон разломов на глубине 4-5 км от палеоповерхности произошло становление магматической камеры, которая генерировала рудоносный хлоридно-бикарбонатно-натриевый флюид, насыщенный Li, B, As, Zn, Fe, Mn, Cu и др. Рудоотложение происходило на глубинах 3-2.5 км от палеоповерхности при 385-250°C давлении 1.7-1.3 кбар из растворов с концентрации солей 26-19 мас.% экв. NaCl. В связи с активизацией Удско-Мургальской вулканической дуги (90-80млн лет) произошли сдвиги вдоль крупных северо-западных разломов Верхоянской складчатой области, в том числе и Кыгылтасского. По ним поступал обогащенный серебром рудоносный флюид, сохраняющий геохимические характеристики оловоносных РМС.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проекты 12-05-00623а, 12-0598506 р-восток-а

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Боровиков А.А. Новый висмут-сидерит-полисульфидный тип золотого оруденения Восточной Якутии // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, экономика экология. Улан-Удэ, изд-во Бурятского научно центра СО РАН, 2004. С.47-49

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАДЕЖДА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Глухов А. Н.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт

ДВО РАН, г.Магадан

(gluhov76@list.ru)

Надежда – новое месторождение золота Северо-Востока России. Оно расположено в Среднеканском районе Магаданской области в 250 км к северу от пос. Сеймчан. Россыпная золотоносность междуречья рр. Колыма – Шаманиха - Бол. Столбовая была выявлена в 1933 году В.А. Цареградским. Рудные концентрации золота установлены здесь в 1936 году Г.С. Киселевым. Однако поиски значимых золоторудных объектов на протяжении более чем 50 лет не давали положительных результатов. Первым успехом стало открытие в 1987 году и опоискование якутскими геологами перспективного рудопроявления Сохатиное [2].

Рудопроявление Надежда выявлено в 1958 году Р.С. Фурдум. Поисковые работы, проведенные в 1964 - 1975 гг. (В.Н.Луцкий, Г.П. Семенов, В.К. Галковский) привели к выявлению зоны окварцевания с содержаниями золота в штучных и бороздовых пробах до 25 г/т. Конкретные рудные тела установлены не были, а рудопроявление признано неперспективным.

В 2009 году изучение объекта начало ООО «Дюамель». Золотоносная зона была вскрыта и пересечена канавами и колонковыми скважинами со сплошным опробованием. Пересечения рудных тел с промышленными параметрами получены уже в третьей и четвертой по счету канавах и третьей по счету скважине. Литохимические поиски МАСФ (С.В. Соколов, Ю.В. Макарова) выявили структуру сопровождающего рудные тела геохимического поля. Геофизические работы (Н.Ф. Клименко) оконтурили рудовмещающую структуру.

Тектонофизические исследования (А.С. Гладков, Д.С. Кошкарев, О.С. Лунина) установили структуру рудного поля.

Месторождение Надежда располагается на западном фланге Шаманихо-Столбовского рудно-россыпного района. В геотектоническом отношении район принадлежит Приколымскому террейну пассивной континентальной окраины, сложенному терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами, накопленными в интервале от раннего протерозоя до позднего мела [3]. Стратифицированные комплексы прорваны интрузиями гранитоидов, а также многочисленными дайками базитов. Геологическая структура района представляет собой пакет тектонических пластин с центриклинальным падением плоскостей надвигов.

Рудное поле сложено породами рифея (карбонатные породы, филлиты, метавулканиты) и венда (метапесчаники). Все они затронуты динамометаморфизмом зеленосланцевой фации. Интрузивные образования представлены маломощными (до 1 м) дайками позднемеловых долеритов. По геофизическим данным на глубине около 1 км располагается шток гранитоидов.

В структурном отношении рудное поле представляет собой пакет надвиговых чешуй, осложненный поздними крутопадающими разломами. Важную роль играют складки, образующие единый структурный парагенез с надвигами. Наиболее крупная складка представлена ассиметричной антиклиналью северо-западного простирания.

Рудные тела представлены линзовидно-пластообразными залежами деформированных метапесчаников и метавулканитов, насыщенных прожилками лимонит-сульфидно-кварцевого состава. По вертикали они образуют эшелонированную систему, прослеженную до глубины 150 м от поверхности. Протяженность рудных тел по простиранию до 400 м. Вертикальные мощности варьируют от 0,5 до 15 м, а содержания золота по пересечениям от 1 до 40 г/т. Рудные тела приурочены к пологим зонам дробления; размещение рудных столбов контролируется участками пересечения надвигов с замковой частью антиклинали и крутопадающими разломами.

Рудные прожилки имеют кавернозную, гребенчатую текстуры; на участках сгущения они переходят в минерализованные брекчии. Руды сложены кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, гематитом и пиритом; к редким минералам относятся халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, шеелит, блеклые руды, самородное золото. Содержание рудных минералов менее 2 %. Отношение Au/Ag составляет 10:1. Самородное золото мелкое (0,1 мм), высокопробное (850 – 950 ‰). Геохимический спектр руд: Au-Pb-As-Cu-Zn-Co-Ag-Bi-Mo; состав продуктивной геохимической ассоциации руд: AuAgAsCuBiTe.

Рудное поле характеризуется зональностью - богатые руды с крупным высокопробным золотом сосредоточены на горизонтах с наибольшими гипсометрическими отметками; на глубоких горизонтах фельдшпатизированные породы содержат повышенные концентрации Mo, Co и W.

Минералого-геохимические особенности руд позволяют отнести месторождение Надежда к золото-редкометалльной формации. Ассоциирующие магматические образования представлены глубоко залегающей гранитоидной интрузией, проявленной в геофизических полях. Возраст руд предположительно раннемеловой. Рудообразование, по всей видимости, было связано с коллизией Омолонского и Приколымского террейнов, произошедшей на рубеже юры и мела [1, 3].

Месторождение хорошо изучено с поверхности и на глубину. Другие известные на Приколымье рудопроявления золота имеют сходное геологическое строение. Таким образом месторождение Надежда может рассматриваться как эталонный для Приколымского террейна золоторудный объект. Его открытие дополняет наши представления о металлогении золота древних консолидированных структур и важно для дальнейшего развития геологоразведочных работ в регионе.

Автор выражает искреннюю признательность Е. Б. Александрову, В. М. Павлюку, А. А. Бирюкову, другим соратникам и коллегам, которые внесли неоценимый вклад в открытие и геологическое изучение месторождения Надежда.

Литература::

1. Горячев Н. А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
2. Протопопов Р. И. Первые находки рудного золота в Шаманихо-Столбовском золотороссыпном районе Северо-Востока России // Руды и металлы. №3, 1994. С. 31 – 32.
3. Шпикерман В. И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.

КОРРЕЛЯЦИЯ ЭТАПОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДЛИТЕЛЬНО РАЗВИВАВШЕЙСЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ С КОРОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ)

Глухов А. Н.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
ДВО РАН, г. Магадан
(gluhov76@list.ru)*

Изменения геодинамических обстановок активизируют процессы перераспределения и дифференциации вещества литосферы, включая металлы [1]. По этой причине металлогения докембрийских структур является унаследованной и определяется составом сформированной континентальной коры [2]. Рудные концентрации здесь формируются в течение длительного времени и являются функцией широкого спектра породо- и рудообразующих процессов. Это обуславливает металлогеническую индивидуальность этапов геологического развития докембрийских структур и придает рудной специализации структурно-вещественных комплексов индикаторную роль. Яркий пример эволюционного металлогенического развития представляет собой Приколымский террейн, являющийся составной частью аккреционной

структуры Северо-Востока Азии. Его слагают преимущественно терригенные и карбонатные толщи, накопленные в интервале от рифея до поздней юры. Геологическое развитие Приколымского террейна характеризуется длительной и насыщенной событиями историей. В среднем рифее он представлял собой пассивную окраину Северо-Азиатского кратона. Внутриконтинентальный рифтогенез на рубеже среднего и позднего рифея отразил распад суперконтинента Родиния. Позднерифейский орогенез и динамометаморфизм были обусловлены аккреционным взаимодействием Северо-Азиатского кратона и Омолонского микрократона; в его результате к окраине континента были тектонически причленены раннепротерозойские офиолиты. В среднем палеозое прогрессирующий рифтогенез привел к окончательному обособлению Приколымского террейна. Дальнейшее его геологическое развитие определялось аккреционными событиями, связанными с возникновением Яно-Колымского орогенного пояса: формированием энциалической Уяндино-Ясачненской магматической дуги в поздней юре, коллизионным столкновением с Омолонским микрократоном на рубеже поздней юры – раннего мела, рассеянным эпирогенным рифтогенезом в раннем мелу, связанным с формированием Балыгычано-Сугойского прогиба. Геодинамическая эволюция Приколымского террейна фиксируется этапами деформаций тектонической структуры, характеризовавшимися сочетанием чешуйчатых надвигов и субвертикальных разломов различных направлений. Структурно-вещественные комплексы характеризуются сиалической халькофильной геохимической специализацией, что отражает зрелый характер континентальной коры Приколымья.

Длительная и насыщенная событиями история геологического развития нашла отражение в составе и закономерностях размещения рудных объектов. В среднем рифее на пассивной континентальной окраине образовывались пластовые железные руды. Со средне-позднерифейским рифтогенезом связано формирование медистых песчаников сланцев и связанных с ними специализированных на медь и никель метабазитов. Связанное с позднерифейской аккрецией оруденение, в том числе золото-

кварцевое, эродировано и явилось коренным источником золотосодержащих конгломератов, известных в основаниях разрезов венда, девона и верхней юры. Среди карбонатных толщ среднепалеозойской пассивной окраины в связи с рифтогенезом формировались стратиформные свинцово-цинковые руды. С островодужными известково-щелочными магматическими ассоциациями Уяндино-Ясачненской дуги связаны медно-порфировые, полиметаллические и золото-серебряные рудопроявления. Наиболее многочисленные месторождения и рудопроявления золото-редкометалльно-кварцевого типа принадлежат к синаккреционному Яно-Колымскому металлогеническому мегаполюсу. Эпигенетическая минерализация наследует геохимическую специализацию вмещающих комплексов, что указывает на активное тектоно-магматическое развитие Приколымского террейна на протяжении позднего докембрия и фанерозоя.

Таким образом, последовательное усиление первичной неоднородности состава литосферы приводило к все большему концентрированию рудных элементов. Зрелость корового вещества определила характер геохимической (металлогенической) специализации, который устойчиво сохранялся на всех последующих этапах геологического развития Приколымья.

Литература:

1. Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литогенетические основы палеогеодинамических реконструкций нижнего докембрия. - Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. - 281 с.
2. Рундквист Д. В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. - 1993. Т.35. № 6. - С. 467 – 492.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕНЕВОГО РЕЛЬЕФА И СНИМКОВ LANDSAT ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДОЛИНЫ Р. НАМАНА

Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г., Кривошапкин И.И.

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

anastasiy-9@yandex.ru

Теневой рельеф может использоваться для решения самых разнообразных геологических задач, одна из актуальных – выявление типовых и прогноз новых рудно-магматических систем (РМС). Это обусловлено тем, что многие крупные месторождения благородных металлов характеризуются небольшой удаленностью от магматических очагов, являются частью крупных РМС и формируют вокруг плутонов рудно-формационные ряды или шлейфы россыпной золотоносности.

Например, на карте теневого рельефа Центрально-Алданского рудного узла многочисленны известные мелкие штоки сиенитов (Инаглинский, Верхнеякокутский, Томмотский, Рябиновый, Джекондинский и др.) хорошо проявлены в виде темных изометричных пятен, а в крупных кальдерах просматриваются более светлые центральные части с темным ободом (рис. 1).

На основе такого специфического проявления известных малых интрузий на карте теневого рельефа, сделана попытка обнаружить аналогичные структуры в районах, с относительно плохой обнаженностью. Одним из таких районов является бассейн р. Намана (Лено-Вилуйское междуречье), где установлен обширный ореол распространения россыпного золота. В русловых отложениях р. Намана повсеместно отмечается знаковая золотоносность (10-20 мг/м³), иногда достигающая весовых содержаний (до 0,5 г/м³) (Масайтис и др., 1970г; Сурнин и др. 2004г). Однако на данной территории до сих пор не обнаружены коренные источники золота. В ходе проведенного анализа теневого рельефа долины

р. Намана (рис. 2), в нижнемеловых отложениях были выявлены структуры в виде темных изометричных пятен, которые аналогичны Центрально-Алданским и могут иметь магматическую природу [1].



Рис. 1. Карта теневого рельефа Центрально-Алданского узла.

Известные магматогенные своды: 1 - Инаглинский, 2 - Верхнеякокутский, 3 - Томмотский, 4 - Рябиновы, 5 - Джекондинский.

Анализ дистанционных геотермических карт (конвертация данных Landsat etm+ в значения температуры) позволяет выявлять геотермические аномалии различной морфологии, приуроченные к разрывным нарушениям и зонам трещиноватости. Как показано на рис. 3 по температурному фону выявляются как активные, так и неактивные разрывные нарушения. Разломы с геотермальной активностью характеризуются повышенными тепловыми потоками. Округлые структуры, выявленные на карте теневого

рельефа (рис. 2), отчетливо дешифрируются на снимках Landsat, где ограничены разрывными нарушениями (рис. 3).

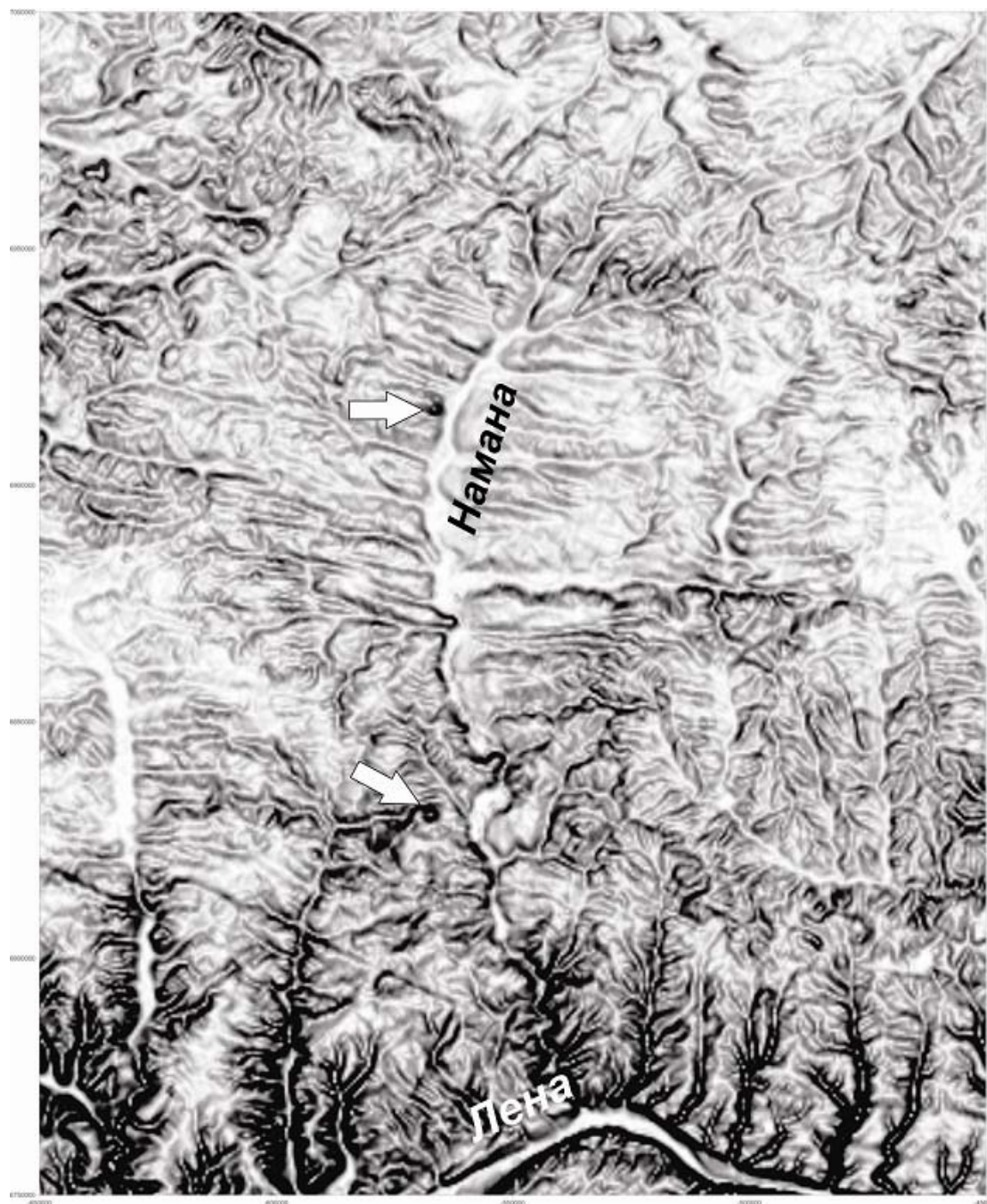


Рис. 2. Карта теневого рельефа бассейна р.Намана с потенциальными магматогенными сводами

Таким образом, интерпретация теневого рельефа и снимков Landsat в совокупности с распределением россыпного золота на примере р. Намана позволяет выполнять перспективное районирование территории для выявления древних и современных золотоносных структур.

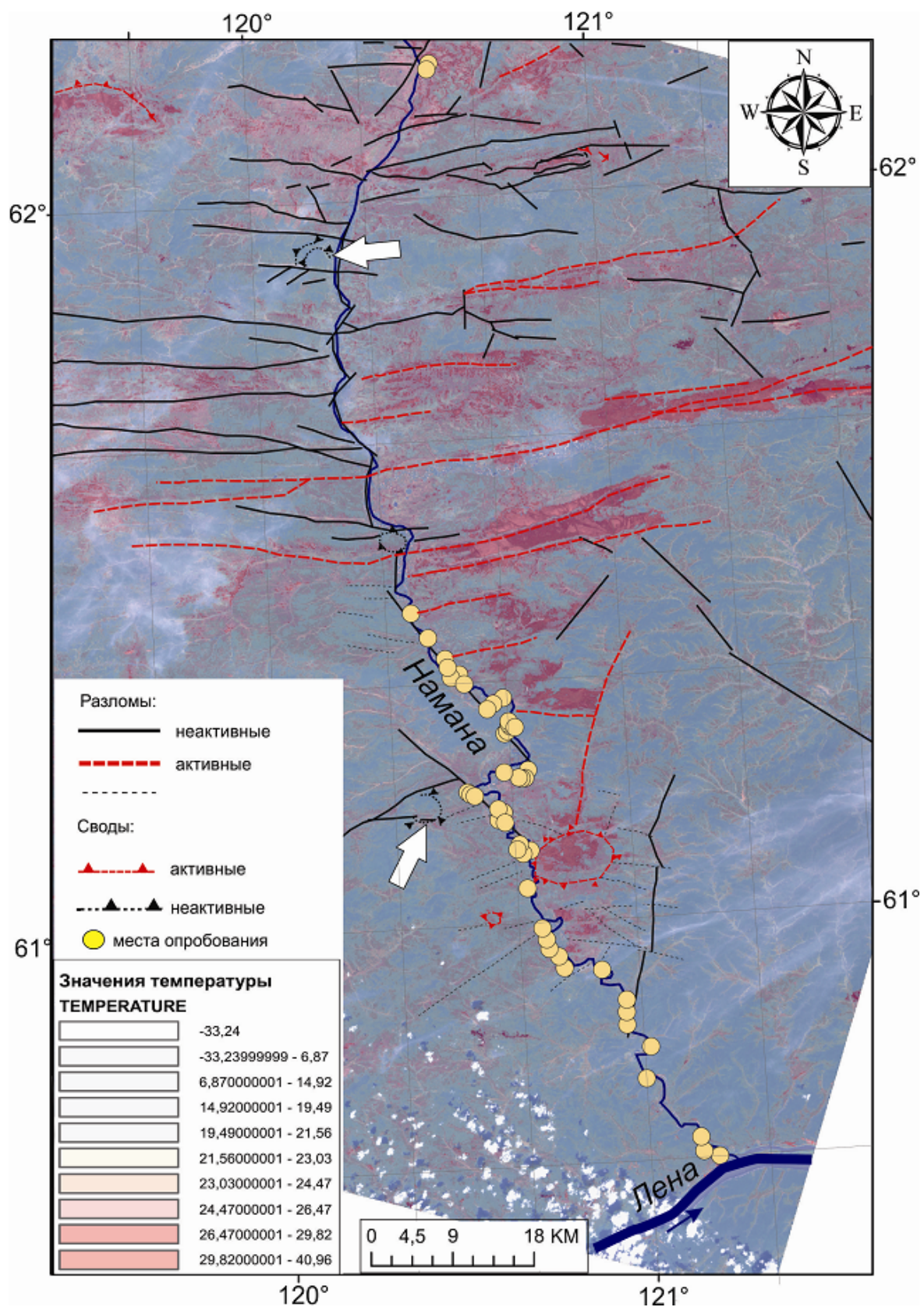


Рис. 3. Конвертация данных Landsat ETM+ в значение температуры с местами опробования россыпного золота р. Намана (по данным В.Л. Масайтиса и др., 1970г, А.А. Сурнина и др. 2004г).

Литература:

1. Костин А.В. Моделирование карты теневого рельефа Якутии средствами ГИС для прогнозирования потенциальных рудно-магматических систем // Наука и образование, 2010, №1, с.63 – 70.

БУРЕНИЕ СКВАЖИН С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗИМНИХ УСЛОВИЯХ НА РЕКЕ

Говоров Н.Г.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Одним из основных способов проведения поисковой и детальной разведки алмазоносных россыпей Северо-Востока страны является проходка разведочных шурфов в зимних условиях.

Россыпные месторождения зоны многолетней мерзлоты имеют существенное отличие от аналогов, расположенных в районах с умеренным климатом и положительной температурой пород геологического разреза. Специфика их обусловлена комплексным взаимодействием горно-геологических, горнотехнических и климатических факторов. Горно-геологические особенности обуславливают: сложный рельеф местности, относительно небольшая глубина залегания полезного ископаемого, высокая изменчивость условий залегания, малая мощность продуктивного пласта, низкий уровень геологической изученности района и т.д. Весьма жесткими являются климатические условия региона, в котором мощность распространения многолетней мерзлоты составляет порядка 250-400 м.

Шурфы в зависимости от условий залегания россыпей и степени разведки проводятся сечениями 1,25 (1,0х1,25м), 1,5 м², реже 3,2 и 4 м². Шурф крепится на глубину до 1 м сплошной деревянной крепью [1].

Проходка шурфов осуществляется с большим объемом ручного труда с помощью лопат, кайло, ломов, отбойных молотков, при этом больше рабочего времени уходит на уборку горной массы из выработки. А при

использовании крана для подъема бадьи, дополнительное время расходуется на монтаж и демонтаж оборудования.

В зависимости от намеченной топографической метки, линия проходки разведочных шурфов может попасть вдоль реки. В этом случае шурф проходится по ледяным покровам реки, и технология проходки еще более усложняется. Наряду с этим повышается себестоимость 1 метра проходки шурфа, подорожают затраты труда рабочих. При этом последующий интервал углубки шурфа проходится по мере замерзания воды на выработке.

Исходя из этого, при шурфопроходческих работах механизация основных операций, обеспечивающая рост производительности, снижение себестоимости и повышение скорости проведения горно-разведочных выработок (шурфов), является актуальной проблемой современной геологоразведочной отрасли.

В этом плане перспективным является применение вращательного способа бурения скважин при разведке россыпных месторождений.

Бурение скважин позволяет комплексно механизировать все производственные процессы, обеспечивают минимальную трудоемкость, дает большой экономический эффект и является безопасным способом [2].

К преимуществам бурения скважин относятся: скорость выполнения, возможность достижения больших глубин, высокая механизация производства работ, мобильность буровых установок.

С целью прогнозирования россыпных месторождений реке при проходке шурфов, нами предлагается предварительное колонковое бурение скважин с Ø 146 мм. с отбором кернового материала со дна реки.

На намеченной точке линии проходки шурфа на реке, устанавливаем буровую установку и по принципу бурения разведочных скважин колонковым способом [2] бурится скважина во льду. После бурения льда, опускаем буровой инструмент до дна реки, до упора и после поднимаем снаряд на высоту 10-15 см от дна и включаем компрессор на 2-3 минуты, для удаления попавшейся воды со снаряда. После этого, не выключая компрессор разбуриваемся на 15-20 см., это исключить возможность попадания воды в буровом снаряде. Потом бурение продолжается в сухую

с отбором кернового материала в колонковой трубе со дна, после поднимается буровой снаряд и исследуется керн.

По результатам будет прогнозирован горно-геологический состав дна реки, в котором будет поставлен вопрос о проходки разведочного шурфа.

При таком способе прогнозирования проходки шурфов при разведке россыпных месторождений на реке, исключая вероятность попадания в пустые породы, тем самым обеспечивая ускорения технологии проходки, снижая затраты труда и себестоимость шурфов.

Литература:

1. Брылов С.А., Багдасаров Ш.Б., Грабчак Л.Г. Современная технология и механизация горно-разведочных работ/ Учеб. для ВУЗов, –М.: Недра, 1976. – 389 с.
2. Соловьев Н.В., Кривошеев В.В., Башкатов Д.Н. Бурение разведочных скважин. Под общей редакцией Н.В. Соловьева. –М.: Высш. Шк., 2007. -904с.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Гошко Е.Ю., Сальников А.С., Ефимов А.С.

СНИИГГиМС, г. Новосибирск

В результате проведения комплексных сейсмических исследований (генеральный подрядчик работ ФГУП «СНИИГГиМС») получены новые данные о глубинном строении земной коры юго-востока Якутии вдоль опорного профиля 3-ДВ (Невер – Томмот – Якутск - Оймякон) (рис. 1).

Для тектонической интерпретации строения земной коры Якутии вдоль линии опорного профиля 3-ДВ использован разрез ОГТ, а также частотно-энергетические разрезы, полученные по методике «StreamSDS».

Использование частотно-энергетических разрезов повышает достоверность выделения блоков земной коры.



Рис. 1. Географическое положение опорного геофизического профиля 3-ДВ

При выполнении тектонического районирования были приняты во внимание фундаментальные работы О.М.Розена [1], А.П.Смелова [2], 2003. Розен считает, что структура Сибирского кратона определяется двумя главными элементами: тектоническими блоками (террейнами) и разломными (коллизионными) зонами. Возраст вещества разных террейнов существенно различается: 3.5; 3.3; 3.0 и 2.5 млрд. лет, что указывает на их изначально независимое возникновение. Коллизионные зоны сочленения террейнов обычно имеют надвиговую природу и датируются гранитоидами возраста 1.9 и 1.8 млрд. лет. Сталкивавшиеся микроконтиненты в ходе коллизионного сжатия и надвигания были превращены в тектонические блоки, террейны единого Сибирского кратона в конце палеопротерозоя. Смелов считает, что континентальная кора Северо-Азиатского кратона была сформирована в три главных тектонических этапа: 1) в позднем архее

(3,0-2,6 млрд лет) - образование ранних кратонов, 2) палеопротерозое (2,1-1,9 млрд лет) - образование орогенных поясов в результате коллизии архейских континентов и микроконтинентов (этап формирования собственно Северо-Азиатского кратона как части суперконтинента Пангея) и 3) мезопротерозое (<1,4 млрд лет) - образование орогенных поясов по его окраинам. Им отмечается, что после каждой стадии орогенеза происходит формирование разных по масштабам рифтогенных структур (рис. 2).

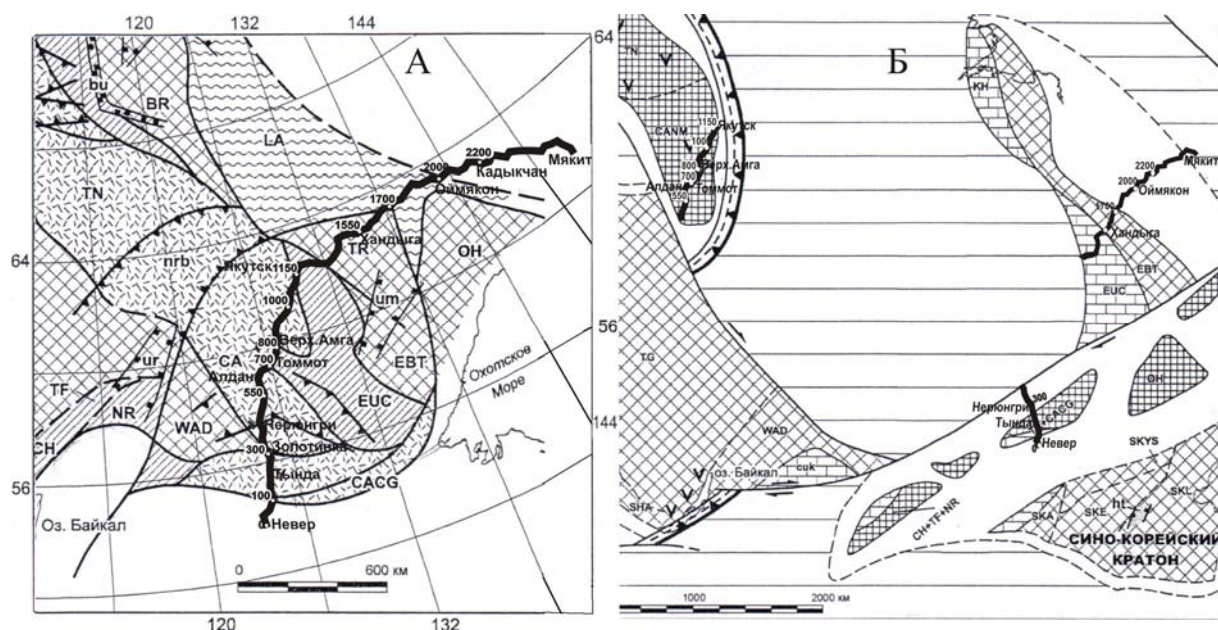


Рис. 2. (А) Тектоническая схема фундамента Северо-Азиатского кратона и расположение линии профиля 3-ДВ. (Б) Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя (2.5-2.0 млрд лет) по Смелову А.П.

Энергетический разрез (рис. 3, А) земной коры позволил увидеть макро-образ каждого блока земной коры, а разрез высоких частот – выявить направления их главных тектонических движений (рис. 3, Б).

Установленное по сейсмическим данным положение основных разломов, разделяющих палеопротерозойские микроконтиненты, в основном совпадает с существующими представлениями, но есть и отличия. Монголо-Охотский орогенный пояс выходит на дневную поверхность между Южно- и Северо-Тукуринтрскими разломами (23 – 42 км профиля). Ему присуща утолщенная океаническая кора (мощностью > 15 км), четко проявленная в нижней части земной коры.

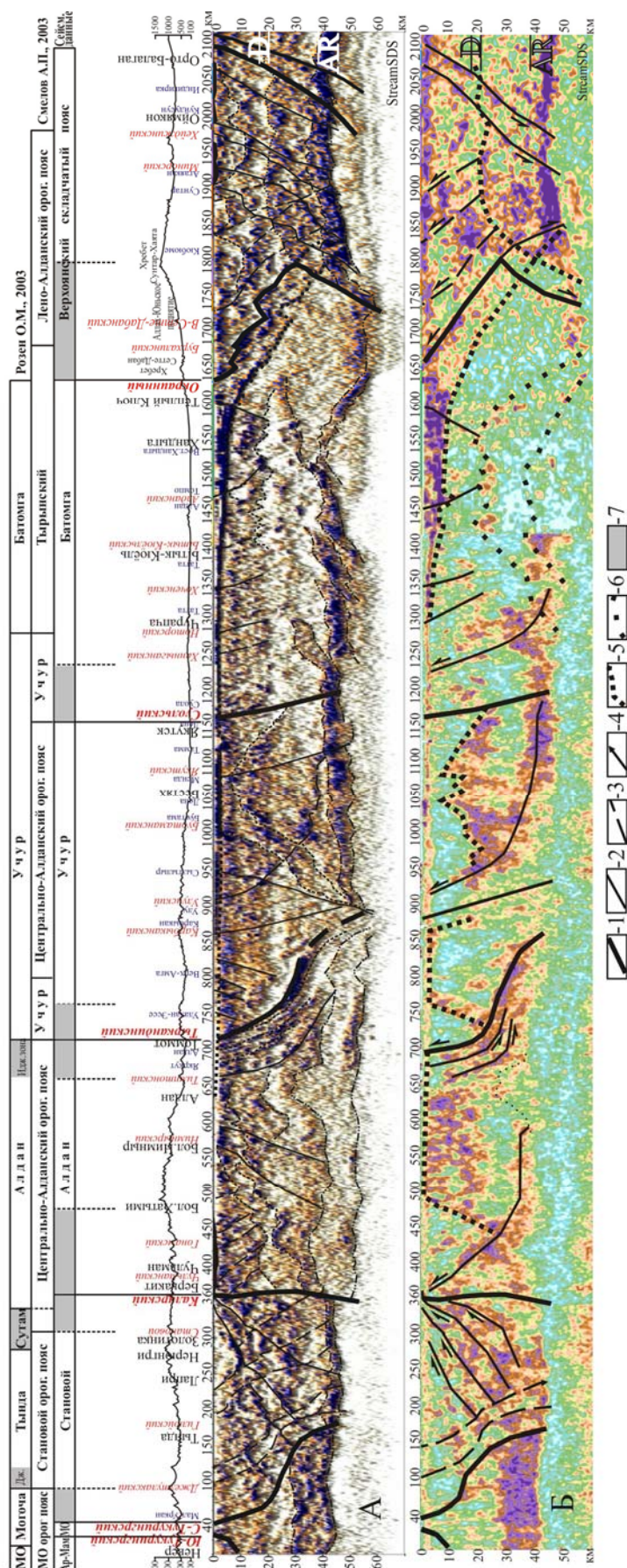


Рис. 3. Строение земной коры Северо-Азиатского кратона вдоль профиля 3-ДВ.
 (А) – Энергетический разрез и модель разделения земной коры на тектонические блоки.
 (Б) – Разрез высоких частот и направления главных движений земной коры

Условные обозначения: 1 – главные разломы, 2 – второстепенные разломы, 3 – предполагаемые разломы, 4 – надвиги, 5 – структурные линии внутри коры, 6 – аномальный подъем земной коры, 7 – предполагаемые коллизийные зоны.

Раздел между Становым и Алданским блоками проходит по Каларскому разлому на 360 км профиля. Далее на север подошва земной коры трассируется двумя линиями. Первая, на уровне 40 км, возможно, соответствует древней границе Мохо, а вторая, на уровне 50 км – молодой подошве коры. Субвертикальность Каларского разлома обусловлена активным действием сдвиговой составляющей. Зону разлома окружают коллизионные зоны с противоположным направлением движения масс. Тыркандинский разлом вместе с Иждекской зоной, вероятно, являются отражением долго жившего континентального склона Алданского террейна (рис. 2, Б). Палеоокеан между Алданом и Учуром - Батомгой (по Смелову) закрылся ко времени 2.0 – 1.9 млрд лет. Чашеобразная структура между 710 км и 990 км энергетического разреза – его след (рис. 3, А). Образы Алданского и Учурского блоков объединяют ритмичные надвиги земной коры западного направления (рис. 3, Б). Батомгский и Учурский блоки в палеопротерозое были едины. Поэтому, чрезвычайно трудно провести границу между ними. Нами она проведена по Суольскому разлому. Между 1640 и 1760 км профиль пересек окраину Сибирского кратона. Резкое погружение всей толщи земной коры, проявляющееся восточнее 1400 км, могло быть вызвано мантийным источником, о чем свидетельствует аномальный подъем границы Мохо на 15 км вверх в районе Хандыги.

Литература:

1. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3-21
2. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология, 2003, том 22, № 6, с. 42-54.

ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Гриб Н.Н., Сясько А.А., Качаев А.В., Никитин В.М.

*Технический институт (ф) СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Нерюнгри,
grib@nfygu.ru*

Для применения современных высокомеханизированных угледобывающих и горнопроходческих комплексов при строительстве и эксплуатации добывающих предприятий угольной промышленности, повышаются требования к изучению физико - механических свойств (ФМС) горных пород начиная со стадии геологоразведочных работ.

Наиболее объективные сведения о физико - механических свойствах массива можно получить при изучении их в естественном залегании горных пород. Существует целый ряд методов изучения физико - механических свойств горных пород. Наиболее технологичными, информативными и повышающими геологическую и экономическую эффективность работ при изучении горно – геологических условий разработки угольных месторождений являются геолого - геофизические методы определения физико - механических свойств пород с использованием данных геофизических исследований скважин (ГИС).

Все геолого-геофизические методы изучения физико – механических свойств пород основаны на использовании корреляционных и функциональных связей между геофизическими параметрами и определяемыми свойствами массива горных пород.

Акустические параметры характеризуют закономерности распространения в породах знакопеременных упругих деформаций. Поэтому они имеют тесные корреляционные связи с физико-механическими свойствами и функционально связаны между собой.

Объемная плотность δ_o определяется по данным плотностного гамма – гамма – каротажа с точностью $\pm 0,05 \text{ г/см}^3$. Если данные плотности по гамма - гамма - каротажу отсутствуют, то их рассчитывают по формулам:

- для пород вмещающих марки каменного угля:

$$\delta_o = - \hat{E}_\delta \times \Delta t_p / (1 - 0.065 \lg H) + 2.96 \text{ г/см}^3, \quad (1)$$

- для углистых пород и углей марок каменного угля:

$$\delta_o = - \hat{E}_\delta \times \Delta t_p / (1 - 0.065 \lg H) + 3.4 \text{ г/см}^3, \quad (2)$$

$\hat{E}_\delta$ - коэффициенты, зависящие от степени литификации пород и конкретных геолого-геофизических условий исследуемой площади.

Прочностные свойства горных пород и скорость распространения упругих волн в них зависит в основном от одних и тех же факторов, однако, проявляются они неодинаково. Особенно большое влияние на прочность пород оказывают тип и состав цемента, сцементированность зерен литотипов, структурно - текстурными особенностями горных пород. Одним из основных факторов, связанных с прочностными свойствами, является комплексный модуль M_{CT} - модуль слойчатости-трещиноватости, характеризующийся количеством слойков-трещин на 1м. а также углом их наклона.

Корреляционные уравнения связи прочностных свойств с акустическими параметрами имеют многомерный характер, учитывающие как кинематические параметры упругих волн (V_P , V_S) так и динамические (α_p , α_s), а также глубину исследуемого интервала, углы падения пластов, коэффициент, учитывающий степень литификации.

При установлении связей между геофизическими параметрами и прочностными характеристиками пород угольных месторождений Южно - Якутского бассейна анализировались уравнения [3].

$$M_{\text{ст}} = 1.66 / (1 - b \lg H) \times (K_f \alpha_p - a \Delta T_p + b'), \quad (3)$$

$$\sigma_{\text{сж}} = K_1 [10^{0,355 V_p (1 - 0,065 \lg H) - 0,0405 M_{\text{см}}^{0,55}} + 6,6 (10^{-0,0405 M_{\text{см}}^{0,55}} - 0,05)^{\sin \varphi} + 0,065^{(1 - \cos \varphi)}], \quad (4)$$

$$\sigma_p = K_1 [10^{0,363 V_p (1 - 0,065 \lg H) - 0,0405 M_{\text{см}}^{0,55}} + 5,7 (10^{-0,0405 M_{\text{см}}^{0,55}} - 1)^{(1 - \cos \varphi)}], \quad (5)$$

где K_f - частотный коэффициент, зависящий от типа применяемой аппаратуры;

H - глубина исследуемого интервала;

ΔT_p - интервальное время распространения продольных волн, мкс/м;

α_p - коэффициент затухания продольной волны, дБ/м;

φ - угол падения пород в радианах;

$\sigma_{\text{сж}}, \sigma_p$ - пределы прочности при одноосном сжатии и растяжении;

K_1, a, a', b, b' - коэффициенты, зависящие от степени литификации пород и конкретных геолого-геофизических условий исследуемой площади.

По результатам исследований параметрических скважин, где выполнялся акустический каротаж и экспрессное опробование ФМС, расчетные и определенные свойства при испытаниях образцов керна, различаются между собой менее 20% при статистически незначимой систематической погрешности.

Акустический каротаж выполняется в ограниченном числе скважин, он возможен только в интервалах скважин заполненных промывочной жидкостью. Поэтому в Южно - Якутском бассейне выполнены исследования и разработаны методы изучения физико-механических свойств углевмещающих пород с использованием данных рационального комплекса ГИС, которыми охватывается 100% скважин.

Основным положением методов является соответствие стадии литификации угленосных пород соответствующей стадии метаморфизма углей и необратимость физико-механических свойств пород, приобретенных в момент максимального погружения [1].

Учитывая, что в условиях Южно - Якутского бассейна на петрофизические свойства, в значительной степени, влияет фациально-стратиграфический фактор, обязательным является гамма каротаж (ГК), поскольку величина естественного радиационного поля массива в целом не зависит от постседиментационных преобразований.

С прочностными свойствами пород коррелирует их способность к разрушению при бурении, что находит свое косвенное отображение в изменении фактического диаметра скважин, поэтому при разработке методов использовались данные кавернометрии (КВ).

Как отмечалось выше интенсивность естественного гамма - излучения I_γ не претерпевает практически изменений при эпигенетических преобразованиях пород и криогенных процессах.

Поэтому данные гамма - каротажа (ГК) позволяют оценить глинистость и литологический состав, которые оказывают доминирующее влияние на прочностные свойства горных пород, слагающих разрезы скважин пробуренных в многолетнемерзлых породах.

Для уточнения литологического состава и зон дробления горных пород, применяется каротаж магнитной восприимчивости (КМВ). Так как на магнитную восприимчивость горных пород не оказывают влияние криогенные процессы [2].

Структурно - текстурные особенности разреза оцениваются по данным кавернометрии. Данные об изменении диаметра скважины в процессе бурения можно рассматривать как интегральную характеристику прочностных свойств пород.

Из анализа материалов кавернометрии следует, что при одинаковых условиях бурения наблюдается увеличение диаметра скважины: а) с повышением содержания в породе органических примесей; б) с увеличением содержания глинистого цемента; в) с

уменьшением содержания карбонатного цемента, эти же факторы отражаются и на диаграммах ГК, уменьшением или увеличением интенсивности естественного γ - излучения. При этих же условиях происходит изменение пределов прочности на одноосное сжатие $\sigma_{сж}$ и одноосное растяжение σ_p . Так для Эльгинского каменноугольного месторождения уравнения для определения $\sigma_{сж}$ и σ_p мерзлых горных пород имеют вид:

$$\sigma_{сж} = 0,4605 \cdot 10^{4,1 - \frac{d_{\phi} - 0,5\Delta H^{-0,63}}{d_H}} + 0,4605 \cdot 10^{-2,3\Delta I_{\gamma} + 3,1}, \quad (9)$$

$$\sigma_{сж} = 0,4605 \cdot 10^{3,1 - \frac{d_{\phi} - 0,5\Delta H^{-0,63}}{d_H}} + 0,5 \cdot 10^{-2,3\Delta I_{\gamma} + 2,1}, \quad (10)$$

где ΔH - разность между глубиной скважины и глубиной, на которой производятся измерения.

ΔI_{γ} - нормированное значение естественной радиоактивности в относительных единицах.

Из статистического анализа результатов изучения прочностных свойств пород по методике ГИС - 2, на Эльгинском месторождении следует, что при отсутствии систематически значимых погрешностей относительные случайные средние квадратические погрешности ниже 20% , что дает право использовать их в дальнейших расчетах при прогнозе устойчивости боковых пород в горных выработках.

Литература:

1. Гречухин В.В. Петрофизика угленосных формаций – М.: Недра, 1990.–472 с.
2. Гриб Н.Н. Опыт применения каротажа магнитной восприимчивости при изучении угленосных отложений Южно-Якутского каменноугольного бассейна // Тез. докл. Международной геофизической конференции «Санкт-Петербург 95» - Т – II. С. 73-74.
3. Гриб Н.Н., Самохин А.В. Физико-механические свойства угле вмещающих пород Южно-Якутского бассейна. Новосибирск: Наука Сиб. предприятие РАН, 1999. – 240 с.

НОВАЯ КОНСТРУКЦИЯ АЛМАЗНОЙ КОРОНКИ ДЛЯ БУРЕНИЯ С ПРОДУВКОЙ СЖАТЫМ ВОЗДУХОМ

Григорьев Б.В., Кельцев С.С., Кычкин Д.Э., Скрыбин Р.М.

СВФУ им М.К. Аммосова, г. Якутск

Высокая чувствительность сцементированных льдом рыхлых отложений и разрушенных коренных скальных пород к нарушению их температурного и агрегатного состояния, влияние аккумулированного горными породами холода на устойчивость ствола скважины и протекающие в нем процессы являются причинами частых, разнообразных по природе и тяжелых по последствиям осложнений.

Главной причиной этих осложнений является недоучет температурного фактора, нарушение нормального температурного режима скважины, при котором интенсивность теплообменных процессов между мерзлыми породами и циркулирующей в скважине промывочной средой, вызывает нарушения агрегатного состояния льда как связующего цемента. Примерами неверного подхода в этом вопросе являются известные в практике попытки применять нагретую воду или глинистый раствор в целях борьбы с образованием шуги, ледяных пробок, намерзанием сальников и т. п., что приводило к нарушению связности сцементированных льдом пород и их обрушению, обвалам и тяжелым авариям.[2].

Сжатый воздух в отличие от воды и "глинистых растворов не замерзает при бурении в мерзлых породах и полностью исключает осложнения, связанные с замерзанием промывочной среды.

Массовые расходы воздуха обычно в 15—25 раз меньше массовых расходов любой промывочной жидкости, а его теплоемкость в 4 раза меньше. При одной и той же начальной температуре воздух несет в 60—100 раз меньше тепла, чем промывочная жидкость. Это существенно снижает опасность осложнений, связанных с протаиванием мерзлых пород. Воздух значительно эффективнее солевого раствора, который хотя и не

замерзает в скважине, но легко может нарушить естественное агрегатное состояние льда в мерзлых породах путем его растворения.

Практическая целесообразность способа бурения мерзлых пород с продувкой охлажденным воздухом была предварительно проверена физическим моделированием в процессе совместных исследований ЛГИ и ЦНИГРИ.

Опытное бурение велось по искусственным блокам мерзлых пород различного гранулометрического состава с температурой от 0 до -12°C и влажностью (льдистостью) от 5 до 30% твердосплавными коронками различных марок диаметром от 76 до 178 мм. [1].

Во всех случаях бурения с продувкой воздухом, охлажденным до отрицательных температур, сохранялись устойчивость и прочность стенок скважины. Признаки поверхностного протаивания отмечались при форсированных режимах, но стенки скважины сохраняли монолитность.

Анализ результатов почти 100 м опытного бурения по искусственным мерзлым породам различного гранулометрического состава, близкого к реальным породам, подтверждает справедливость теоретических предпосылок, что охлаждение сжатого воздуха максимум до -10°C является эффективным средством устранения осложнений, обеспечения высокого выхода керна мерзлых пород в их естественном, ненарушенном состоянии.

По данным «Арктической экспедиции» АК «АЛРОСА» у твердосплавных буровых коронок, используемых в бурении разведочных скважин в породах VII-VIII категории по буримости, средний ресурс на породоразрушающий инструмент составляет - 2.0-2.6 м с механической скоростью от 0.6-1.1 м/час. При бурении алмазными коронками в горных породах VIII категории и выше по буримости средний ресурс на коронку составляет 11 м, а механическая скорость бурения – 1.6 м/час. Отличается повышенный износ алмазных коронок, вызванный недостаточным охлаждением алмазов в процессе бурения. Используемые породоразрушающие инструменты не приспособлены для бурения с продувкой сжатым воздухом, стандартные коронки типа CM5 рассчитаны для бурения с использованием промывочной жидкости на водной основе,

поэтому и алмазные, и твердосплавные породоразрушающие инструменты нуждаются в инновационном совершенствовании.

Несмотря на недостатки используемых породоразрушающих инструментов, преимущества охлажденного сжатого воздуха в качестве очистного агента при бурении скважин в мерзлых породах окончательно проверены практикой внедрения этого эффективного технологического средства на буровых работах в районах месторождений алмазов АК «АЛРОСА».

Доказано, что двухступенчатая система охлаждения сжатого воздуха с первой ступенью охлаждения за счет теплообмена с атмосферным воздухом, принудительно циркулирующим через ребристо-трубчатый теплообменник высокого давления, и второй ступенью в виде фреоновой пароконпрессорной холодильной машины оптимальна для условий бурения скважин с продувкой воздухом в многолетнемерзлых породах.

Также, пневмоударное бурение в мерзлых породах месторождений АК «АЛРОСА» показало очень хорошие результаты в зимних условиях, когда сжатый воздух достаточно глубоко охлаждается и осушается в первой ступени за счет теплообмена с морозным атмосферным воздухом. В пневмоударнике сжатый воздух отдает свою внутреннюю потенциальную энергию в виде внешней механической работы и поэтому на выходе дополнительно охлаждается. Правда, механическая работа пневмоударника по разрушению горной породы рассеивается в форме тепла, которое частично вновь воспринимается воздухом, а частично — горным массивом. При этом в отличие от обычного случая вращательного бурения с продувкой не только отсутствует местный прирост температуры воздуха у забоя, но отмечается некоторое ее снижение. Последнее способствует сохранению естественной устойчивости мерзлых пород, увеличивает выход и повышает качество керна.

Опыт показал, что в летний период целесообразно не только охлаждение сжатого воздуха до отрицательных температур, но и принудительное его осушение за счет адсорбции содержащейся в нем влаги. Широкое применение для этой цели находят различные твердые, твердожидкие и жидкие вещества-сорбенты, способные в большом

количестве поглощать водяной пар. Наиболее пригоден для использования в полевых условиях силикагель. Это вещество имеет пористость порядка 50 % и сорбционную способность — 18—20;% его массы. Для осушения воздуха его применяют в виде массы зерен крупностью 2—4 мм. Наилучший способ регенерации заключается в прогреве силикагеля потоком горячего воздуха с температурой 220—240 °С и точкой росы 28—30 °С.

Для дальнейшего развития бурения в твердых горных породах, в условиях возникновения высоких контактных температур, необходимо продолжить исследования в области совершенствования породоразрушающего инструмента на базе учета и предупреждения отрицательного действия температурного фактора, изыскания новых высокотеплоемких и высокотеплопроводных очистных агентов, создания новых сверхтвердых высокотермостойких материалов, для армирования бурового инструмента и разработки рациональной технологии бурения с целью дальнейшего повышения эффективности и качества разведочных работ в сложных геолого-технических условиях.

Теплоэнергетическими основами разработки технологии и конструирования инструмента для колонкового бурения являются определение значения коэффициента интенсивности теплообмена и расчет предельно допустимой забойной мощности. Величина удельной забойной мощности является при этом объективной теплоэнергетической характеристикой породоразрушающего инструмента при бурении в различных геолого-технических условиях и способствует правильному выбору технологических параметров режима бурения в пределах допустимой забойной мощности, когда обеспечивается нормальный тепловой режим работы алмазных коронок. Установлено, что величина частоты вращения снаряда пропорциональна величине забойной мощности; причем повышение частоты вращения должно сопровождаться соответствующим повышением осевой нагрузки до допустимых пределов. [3].

Предлагаемое техническое решение направлено на повышение эксплуатационной стойкости алмазной коронки за счет более интенсивного

охлаждения матрицы путем определения рациональной длины рабочего сектора матрицы коронки, увеличения поверхности теплообмена на наружной поверхности корпуса, выбора оптимальной формы продольного сечения кольцевой проточки и рационального расположения радиальных отверстий в кольцевой проточке.

Алмазная коронка для бурения с продувкой воздухом отличается тем, что длина рабочего сектора матрицы по среднему диаметру коронки выбрана из соотношения

$$\alpha \leq K_2 \frac{K_3 \cdot N_{\text{пр}}}{K_1 \cdot P \cdot n \cdot m},$$

где α - длина рабочего сектора матрицы;

K_1 - постоянный коэффициент ($K_1=2 \cdot 10^{-5}$);

K_2 - коэффициент, характеризующий отношение длины рабочего сектора к суммарной длине сектора и промывочного канала по среднему диаметру коронки ($K_2=0.3 \div 0.9$)

$K_3=103 \cdot K_H$,

где K_H - коэффициент нагрева коронки ($K_H=0,9$);

$N_{\text{пр}}$ - предельное значение забойной мощности;

P - осевая нагрузка на коронку;

n - частота вращения бурового снаряда;

m - количество рабочих секторов коронки,

При этом возрастает поверхность теплообмена на матрице коронки, что обуславливает интенсификацию теплообмена и нормализацию условий нагрева и охлаждения коронки.

Алмазная буровая коронка работает следующим образом.

При бурении воздух поступает из колонковой трубы во внутреннюю часть корпуса коронки, а оттуда одна часть его через радиальные отверстия и проточку, а другая часть через внутренние боковые пазы поступает на забой для очистки его от шлама и через торцовые пазы и боковые и наружные пазы и поступает в затрубное пространство. Воздух после поступления из радиального отверстия и с забоя через наружные пазы расширяется, при этом происходит его эффективное охлаждение, что

благоприятно сказывается на работоспособности алмазосодержащей матрицы и снижает вероятность прижога коронки.

Литература:

1. Кудряшов Б. Б., Чистяков В. К., Литвиненко В. С. «Бурение скважин в условиях изменения агрегатного состояния горных пород».—Л.: Недра, 1991,—295 с.
2. Кудряшов Б. Б., Яковлев А. М. Бурение скважин в осложненных условиях: Учеб. пособие для вузов. – М.: Недра, 1987. – 124–147 с.
3. Горшков Л.К. Температурные режимы алмазного бурения / Горшков Л.К., Гореликов В.Г. /М.: Недра, 1992.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ЮРЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Гриненко В.Г., Князев В.Г.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
igabm@ysn.ru*

На востоке Сибирской платформы установлены все ярусы юрской системы по присутствию ряда аммонитовых зон, межрегионального прослеживания реперных уровней по разным группам макро- и микрофауны. Зональное расчленение юры проведено с разной степенью достоверности в отдельных интервалах [13]. Комплексный анализ вертикального распространения ведущих групп ископаемых, известных из ориктоценозов юры Восточной Сибири, позволил в складчатом обрамлении платформы определить последовательность биостратонов в параллельных шкалах по разным группам фоссилий, оценить их зачастую различающийся объем и положение стратиграфических границ относительно шкалы общих стратиграфических подразделений. В конечном счете, создана серия (комбинация) параллельных автономных зональных шкал, которые в настоящее время включены в стратиграфическую схему юры востока Сибирской платформы в части

региональных стратиграфических подразделений. Совместное использование ряда шкал обеспечивает повышенную степень подробности расчленения юрской осадочной толщи и придает универсальность всей системе шкал, позволяя применять те из них, которые решают задачи стратиграфии в зависимости от особенностей геологической ситуации.

Местные стратиграфические подразделения

В опубликованном проекте Региональной стратиграфической схемы юрских отложений Восточной Якутии [6], в объеме юрской системы рассматриваемой территории установлены 68 местных подразделений (44 валидных, 22 условно валидных и 2 вспомогательных стратонов). Усовершенствование стратиграфической основы юрского среза легенды Верхоянской серии Госгеолкарты-200/2 РФ (новая серия) потребовало пересмотра известных разрезов, особенно в части ревизии имеющихся палеонтологических определений, позволивших уточнить последовательность местных подразделений и их границ. Наиболее актуально это для таких единых литостратонов, как кыбыттыгасская свита. Ранее нижняя граница юры в Западном Верхоянье проводилась по кровле кыбыттыгасской свиты, которая относилась к триасу [9]. Однако, поздне триасовый комплекс двустворок встречен в нижней и средней частях свиты (100 м). В более высоких слоях комплекс приурочен в разрезах на р. Дянышка (ур. 70-90 м от подошвы) и представлен *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polub. (T_3-J_1). Такой же возраст свиты установлен в Менгкерином, Бегиджанском, Китчанском, Байбыканском районах. Находки *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polub. (определения И.В. Полуботко) подтвердили возраст кыбыттыгасской свиты (T_3-J_1) Западного Верхоянья. Таким образом, положение границы между юрской и триасовой системами остается не ясной [3]. Аналогичное положение триас-юрской границы предполагается на Западном Орулгане, где кыбыттыгасская свита выделена в объеме песчано-алевритово-глинистой толщи с позденорийской фауной. Перекрывающая толща с *Pseudomytiloides sinuosus* Polub. рядом исследователей была отнесена к нижнеюрской тарыннахской свите.

Со времени опубликования Решений 2-го и 3-го МРСС [8, 9] получены новые материалы, принципиально изменившие существующие представления на литостратиграфическое расчленение юрских отложений Восточной Якутии. Здесь были установлены и опубликованы новые стратона, выявлены условно валидные подразделения. Большинство перечисленных выше литостратонов прошли опробацию при проведении геологической съемки и вошли в серийные легенды нового поколения (Юдомская, Верхоянская, Яно-Индибирская). Основные изменения коснулись всех условно-валидных подразделений, они приведены в объяснительных записках серийных легенд нового поколения согласно требованиям Стратиграфического кодекса и опубликованы [3, 10].

Восточно-Сибирская структурно-фациальная область (I).
Предверхоянская структурно-фациальная зона (I-Б). Тикян - Экицкий район (I-Б-2). В основании юрского разреза установлена кыринская свита (J_1kr) геттанг – плинсбахского возраста. Нижняя границ келимьярской свиты (J_{1-2kl}) проведена в основании раннетоарских битуминозных сланцев (курунгская пачка, по [5]). В Менгкериинском районе (I-Б-3) вместо предлагаемой ранее биллэхской свиты (J_2bl) в стратиграфическую схему помещена сунтарская свита (J_{1-2sn}). Доводы в пользу выделения биллэхской свиты (удаленность от стратотипа и исключительно ааленский возраст отложений) противоречит практике геолого-поисковых работ и положениям Стратиграфического кодекса, поскольку на большей части прилегающей территории сунтарская свита имеет тоар – ааленский возраст (что подтверждено находкой аммонита *P. (T.) maclintocki* в верхней части разреза на р. Кучу [1], также находками аммонитов *P. (T.) beyrichi* (Schloenb.), *P. (T.) maclintocki* (Haugh.) на р. Улага (бассейн р. Дулгалах, сборы геологов ВАГТа). Удаленность же от стратотипа не является основой для упразднения ранее выделяемого стратиграфического подразделения, что подтверждается присутствием сунтарской свиты в бассейне рр. Сюнгююде-Молодо (лист R-51-Джарджан) и ее аналогов (аппайская свита [10]) в бассейне р. Алдан [3].

В принятой в 1999 г. НРС Роснедра Легенде... [7] для Средне-Алданского района (I-A-4) приведена укугутская свита (J_{1uk}) (геттанг –

поздний плинсбах, зимний горизонт). В официальной стратиграфической схеме [9, 12] в этом интервале разреза присутствует верхняя часть килляхской свиты (J_1kl). Однако, в литературе отсутствует описание стратотипа килляхской свиты и указание на его местонахождение, что противоречит правилам Стратиграфического кодекса о валидности местных стратонев. В Стратиграфическом словаре СССР этот стратонев отсутствует. В триасовой схеме [9] нет нижней части килляхской свиты. Поэтому, в основании юрского разреза Средне-Алданского района (I-A-4) предлагается оставить укугутскую свиту, выделенную в 1954 г. в басс. р. Вилюй. В этом же районе выше укугутской свиты залегает красноалданская свита (J_1ka) по находкам *Amaltheus* sp. датируемая поздним плинсбахом [9]. Залегаящая выше аппайская свита (J_2ap) [10] по литологическому составу и палеонтологической характеристике является младшим синонимом широко распространенной в краевых депрессиях востока Сибирской платформы сунтарской свиты [5].

Западно-Верхоянская структурно-фациальная зона (I-B) (рис. 1). В Бытантай-Дулгалахском районе (I-B-1) уточнен возраст среднебилляхской свиты (J_1sbl), нижняя граница которой помещена в основание верхнего синемюра [3]. На этой же территории, в средней юре, в ранг валидных переведены: экюччуйская и уялахская свиты, а в Борулах-Санюряхском районе (I-B-2) - среднеюрские эганджинская и эмерганская свиты [10].

Южно-Верхоянская структурно-фациальная зона (I-Г). В Томпонском районе (I-Г-1) валидными в разрезе нижней юры являются нямнинская свита, а в Тарынском районе (I-Г-3), в разрезе средней юры - мус-тарынская [10].

Северо-Восточная структурно-фациальная область (II).
Полоусненская структурно-фациальная зона (II-A). В Абарабыт-Чондонском (II-A-1) и Ольджо-Верхнеселенняхском (II-A-2) районах в ранг валидных переведены юрские: илин-юряхская, матыйская, куччугуйская, бургачинская и абырабытская свиты [10].

Иньяли-Дебинская структурно-фациальная зона (II-B). В Адыча-Дьяалындинском (II-B-1) и в Нерском (II-B-2) районах в ранг валидных

переведены бургалийская, бурганджинская, немкучанская, бонкуйская, некканская и эльгенджинская свиты [10].

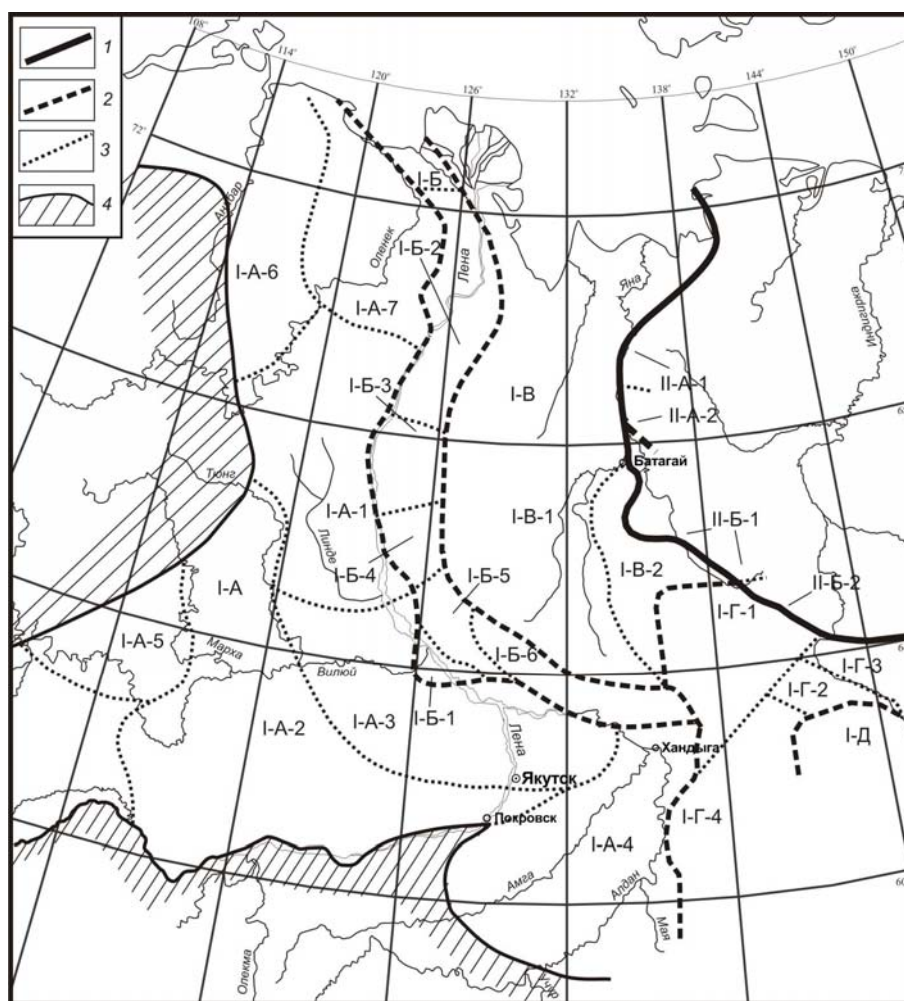


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования верхнетриасовых-юрских отложений

Условные обозначения: Границы структурно-фациальных подразделений: 1 - областей, 2 - зон, 3 - районов; 4 - контур отсутствия отложений. Аббревиатура элементов районирования. Восточно-Сибирская структурно-фациальная область (I). Зоны: Лено-Алданская (I-A), Предверхоянская (I-B), Западно-Верхоянская (I-V), Южно-Верхоянская (I-Г), Куйдусунская (I-Д). Лено-Алданская структурно-фациальная зона (I-A). Районы: Жиганский (I-A-1), Лено-Вилюйский (I-A-2), Хапчагайский (I-A-3), Среднеалданский (I-A-4), Ыгыаттинский (I-A-5), Нордвикский (I-A-6), Оленекский (I-A-7). Предверхоянская структурно-фациальная зона (I-B). Районы: Усть-Вилюйский (I-B-1), Тикян-Эекитский (I-B-2), Менгкеринский (I-B-3), Бегиджанский (I-B-4), Китчанский (I-B-5), Байбыканский (I-B-6). Западно-Верхоянская структурно-фациальная зона (I-V). Районы: Батантай-Дулгалахский (I-V-1), Борулах-Сан-Юряхский (I-V-2). Южно-Верхоянская структурно-фациальная зона (I-Г). Районы: Томпонский (I-Г-1), Кобюминский (I-Г-2), Тарынский (I-Г-3), Аллах-Юньский (I-Г-4). Северо-Восточная структурно-фациальная область (II). Зоны: Полоусненская (II-A), Иньяли-Дебинская (II-B). Полоусненская структурно-фациальная зона (II-A). Районы: Абырабыт-Чондонский (II-A-1), Ольджо-Верхнеселеняхский (II-A-2). Иньяли-Дебинская структурно-фациальная зона (II-B). Районы: Адыча-Дьялындынский (II-B-1), Нерский (II-B-2).

Принципиально новые палеонтологические данные были получены в результате комплексных стратиграфо-палеонтологических исследований юрских отложений Иньяли-Дебинской структурно-фациальной зоны (СФЗ) специалистами из Института геологии нефти и газа СО РАН. Так, в основании юрского разреза северо-западной части Иньяли-Дебинской СФЗ (Адыча-Дьялындынский район) была выделена бурганджинская свита [7], состоящая из двух подсвит. В низах нижней подсвиты собран представительный комплекс двустворчатых моллюсков (определения Б.Н. Шурыгина) и фораминифер (определения Б.Л. Никитенко), указывающим на позднетоарский – позднеааленский возраст свиты. Однако, в Легенде... [7] нижняя граница подсвиты, а следовательно, и всей свиты, проведена в основании средней юры, причем показано тектоническое взаимоотношение этого стратона с подстилающей ингачиндинской толщей, верхний возрастной предел которой ограничен плинсбахом [7]. Учитывая наличие позднетоарских элементов в низах бурганджинской свиты, а также тоарских белемнитов и двустворок в верхах ингачиндинской толщи, нет оснований для полного выпадения тоарских отложений в Адыча-Дьялындынском районе (П-Б-1).

Основные задачи дальнейших исследований

Проект региональной «двусторонней» стратиграфической схемы юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления [6] предполагает использование сибирских региональных горизонтов до западных отрогов хребта Полоусного и Иньяли-Дебинского синклиория с одной стороны, и «колымо-омолонских» на остальной территории Северо-Востока России с другой. В качестве эталонных региональных шкал привлекаются детальные зональные шкалы юры севера Сибирской платформы и Северо-Востока России (Омолонский массив). Учитывая, что юрские отложения сформировались в едином Восточно-Сибирском осадочном бассейне [2-4], наблюдается сходная последовательность комплексов макро- и микрофауны, являющаяся основой для выделения общих региональных подразделений востока Сибирской платформы, Северо-Востока и Дальнего Востока России.

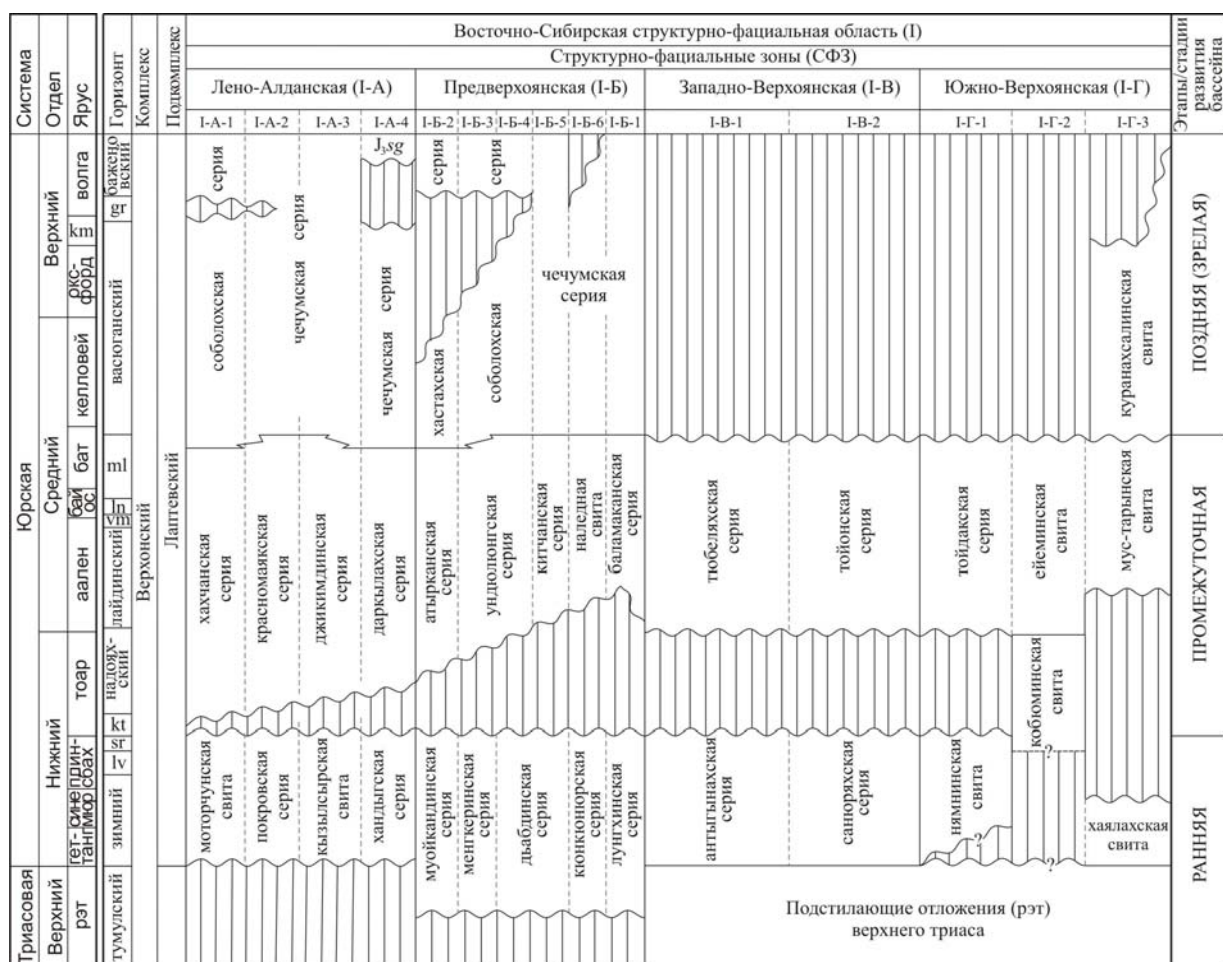


Рис. 2. Схема корреляции местных стратиграфических подразделений верхнетриасовых-юрских отложений

Индексы ярусов: km- кимериджский. Индексы горизонтов: lv- левинский, sg- шараповский, kt- китербютский, vt- вымский, ln- леонтьевский, ml- малышевский. Индексы свит: J_{3sg}- сытогинская. Районы: I-A-1- Жиганский, I-A-2- Лено-Вилуойский, I-A-3- Хапчагайский, I-A-4- Средне-Алданский, I-B-1- Усть-Вилуойский, I-B-2- Тикян-Экитский, I-B-3- Менгкеринский, I-B-4- Бегиджанский, I-B-5- Китчанский, I-B-6- Байбыканский, I-B-1- Бытантай-Дулгалахский, I-B-2- Борулах-Сан-Юряхский, I-Г-1- Томпонский, I-Г-2- Кобюминский, I-Г-3- Тарынский.

К числу нерешенных задач относится выяснение характера границы триаса и юры во внутренней (складчатой) зоне Предверхоанского прогиба (кыбыттыгасская свита). И.В. Полуботко предлагает всю кыбыттыгасскую свиту (без подсвит) поместить в верхний триас (объем рэта), на основании переопределения *Pseudomytiloides* [10]. Аналогичная ситуация отмечается в прилегающих районах южного борта Вилуойской синеклизы и северного склона Алданской антеклизы (Лено-Амгинское междуречье), где в основании юрской системы нередко указываются слои с переотложенными СПК триасового облика, при этом авторы таких публикаций допускают тождественность этих слоёв в подошве нижнеюрской укугутской свиты со

стратонами Центрально-Ботуобинской подзоны (невалидная триасово-юрская иреляхская свита).

До сих пор существует проблема палеонтологического обоснования присутствия тоарского яруса, прежде всего, в районах, охваченных легендой Верхоянской серии Госгеолкарты-200/2 РФ в её восточном контуре [7], с выяснением характера границы нижнего и среднего отделов юрской системы, с детализацией зональной шкалы тоарских отложений. Необходимо дальнейшее доизучение стратотипов свит верхнего триаса и юры в Бытантай-Дулгалахском, Борулах-Санюряхском, Томпонском, Кобюминском, Тарынском, Аллах-Юньском районах. Уточнение палеонтологических характеристик геологических тел в разрезах складчатого обрамления платформы и установление их последовательности позволит установить возможности использования «сибирских» региональных горизонтов (от зимнего до баженовского, рис. 2) для корреляции верхнетриасовых-юрских отложений Северного, Западного и Южного Верхоянья. Положение границ региональных маркеров, относительно подразделений ОСШ, во многих случаях коррелируется биостратиграфическими данными [6, 11-13 и др.].

Литература:

1. Гриненко В.С., Князев В.Г. Первая находка нижеааленского аммонита на западном склоне Верхоянского хребта //Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. Якутск, ЯГУ, 1992. С. 74-78.
2. Гриненко В.С., Князев В.Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилуйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция //Отечественная геология, 2008, № 5. С. 72-78.
3. Гриненко В.С. История формирования верхнетриасовых-юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск, 2010. 19с.
4. Гриненко В.С., Князев В.Г. Лаптевский подкомплекс (T_3r^2 - J_3v) верхоянского терригенного комплекса //Наука и образование, 2013. С. 13-18.
5. Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск, 1991. 100с.
6. Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии //Отечественная геология, 2002. С. 73-80.
7. Легенда Верхоянской серии Государственной геологической карты РФ м-ба 1:200 000 (новая серия). Объяснительная записка /В.С. Гриненко и др. Гл. ред. А.П. Кропачев. Т.. 1-2. Якутск: ГУП «ЦПСЭ». 1999. 353с.

8. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 192с.
9. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 89с.
10. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) /Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009. 268с.
11. Решения 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. Региональные стратиграфические схемы триасовых и юрских отложений западной Сибири, 2003 // В.С. Бочкарев, Ю.В. Брадучан, Ф.Г. Гурари и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 113с.
12. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов, В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 480с.
13. Шурыгин Б.Н., Захаров В.А., Девятов В.П., Захаров В.А., Князев В.Г., Ильина В.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Гриненко В.С. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Республики Саха (Якутия). Якутск: Изд-во СО РАН, 2001, № 1. С. 112-139.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КОРЫ И МАНТИИ АНАБАРСКОГО ЩИТА В АРХЕЕ

Гусев Н.И.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

Введение. Анабарский щит сложен породами гранулитового метаморфизма, выделяемыми в объёме трёх серий – далдынской, верхнеанабарской и хапчанской [1]. Две первые из них наиболее древние и представлены плагиогнейсово-кристаллосланцевой и существенно плагиогнейсовой толщами. На площади развития обеих серий распространены линзовидные тела ультрамафитов далдынского перидотит-пироксенитового комплекса, чарнокиты и эндербиты анабарского комплекса. Тела чарнокитовой серии часто сопровождаются пегматитовыми и аплитовыми жилами и обширными полями мигматитов.

U-Pb датирование по циркону (SHRIMP II) пяти разновидностей гранулитов было выполнено в петротипической для далдынской серии

местности [2]. Изучение микроэлементного состава циркона в точках датирования позволило определить генезис циркона разного возраста. Магматический циркон с возрастом $3050 \pm 12 - 3012 \pm 15$ млн лет установлен в ядерных частях гетерогенных зерен в двупироксеновых кристаллосланцах. Этот возрастной диапазон интерпретируется как время формирования их магматического протолита. В лейкоплагиогнейсах присутствует как магматический, так и гранулитовый ультравысокотемпературный ($> 900^\circ\text{C}$) циркон с возрастом 2985 ± 9 млн лет, фиксирующий мезоархейский этап гранулитового метаморфизма и анатексиса. В мезократовых гиперстеновых плагиогнейсах возраст магматических ядер циркона 2942 ± 12 млн лет, возраст оболочек гранулитового циркона, свидетельствующих о втором (неоархейском) этапе гранулитового метаморфизма – 2683 ± 20 млн лет. В гранат-пироксеновых амфиболитах магматический циркон имеет возраст 2890 ± 26 млн лет. Кроме того, по верхнему пересечению линии дискордии получен возраст 3029 ± 73 млн лет, который объясняется присутствием зерен более древнего ксеногенного циркона. В большинстве изученных гранулитов также распространен циркон с возрастом $1990 \pm 12 - 1971 \pm 12$ млн лет, связанный с протерозойским метаморфизмом.

Датирование ультрамафитов выявило две разновозрастные группы пород. Шпинельсодержащие плагиоклазовые вебстериты содержат единичные зерна циркона с возрастом 2890 ± 20 млн лет. В метаперидотитах циркон имеет конкордантный возраст 2745 ± 15 млн лет. В гиперстеновых эндербитах анабарского комплекса циркон полигенный. Ядра имеют конкордантный возраст 2860 ± 10 млн лет, по ультраметагенным оболочкам получено значение 1987 ± 29 млн лет. Калиевые аляскитовые граниты, залегающие в гранулитах далдынской серии, также содержат полигенный циркон, возраст которого в ядрах 2926 ± 20 млн лет, в оболочках 2767 ± 27 млн лет.

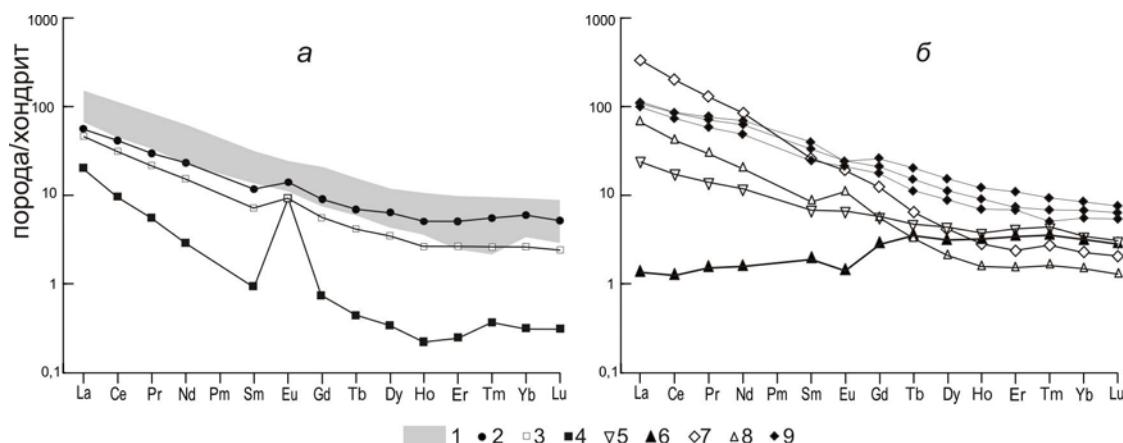


Рис. 1. Спектры РЗЭ в некоторых породах Анабарского щита: а – килегирская толща далдынской серии, б – интрузивные образования.

1 – мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы; 2 – гранат-пироксеновые амфиболиты; 3 – мезократовые гиперстеновые плагиогнейсы; 4 – лейкоплагиогнейсы; 5 – шпинельсодержащие плагиоклазовые вебстериты; 6 – гиперстеновые эндербиты; 7 – аляскитовые граниты; 8 – метаперидотиты; 9 – санукитоиды [3].

Изученные породы характеризуются контрастным микроэлементным составом и хорошо различимы по спектрам РЗЭ на рис. 1. Кристаллосланцы бедны Cs и Rb, имеют положительные аномалии К, и резко выраженные Ва и Pb, отрицательные аномалии Th, Nb, Р, Ti. При сумме содержаний редкоземельных элементов 106 - 214 мкг/г, характеризуются их фракционированным распределением $((La/Yb)_N 7-16)$ и слабо выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^* 0.79 - 1.1$). В гранат-пироксеновых амфиболитах, мезократовых и лейкократовых плагиогнейсах проявлено более глубокое фракционирование РЗЭ $((La/Yb)_N 17 - 63)$ и положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* 1.75 - 11.24$). Ультрамафиты наиболее бедны РЗЭ с разнонаправленным в пироксенитах и перидотитах наклоном спектров РЗЭ и Eu-минимумом ($Eu/Eu^* 0.6$) в перидотитах. Эндербиты анабарского комплекса по химическому составу близки к плагиогнейсам далдынской серии по содержанию РЗЭ и характеру их распределения ($Eu/Eu^* 1.6, (La/Yb)_N 46$). Аляскитовые граниты наиболее богаты РЗЭ, распределение которых характеризуется отсутствием Eu-минимума и фракционированным распределением $((La/Yb)_N 149.5)$. В санукитоидах отчетливо проявлено фракционирование РЗЭ $((La/Yb)_N 13 - 18)$ и отсутствует Eu-минимум ($Eu/Eu^* 0.92 - 1.02$) [3].

Изотопный состав Nd и Sr свидетельствует о трех эпизодах корово-мантийного взаимодействия в архее, с которыми были связаны обширные проявления корового магматизма, гранулитового метаморфизма и анатексиса. Двупироксеновые кристаллосланцы далдынской серии характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T_{3020}) -1.7$ и -2.3 (рис.2), Nd модельным возрастом протолита $T_{Nd} (DM) 3.40 - 3.42$ млрд. лет и высоким содержанием радиогенного стронция $\Sigma_{Sr}(T_{3020}) 25.24 - 72.84$. Лейкоплагиогнейсы имеют мантийную характеристику $\epsilon_{Nd}(T_{2985}) +3.5$ (рис.2), при этом Nd модельный возраст их протолита 2.99 млрд. лет – совпадает с возрастом пород по циркону, что дает основание предполагать участие мантийного вещества в их генезисе. Мезократовые гиперстеновые плагиогнейсы с возрастом 2942 ± 12 млн лет, по сравнению с лейкоплагиогнейсами, характеризуются меньшей величиной $\epsilon_{Nd}(T_{2940}) +1.2$, но более древним Nd модельный возраст протолита 3.12 млрд. лет. Они интерпретируются как продукт смешения мантийной магмы с возрастом 2985 ± 9 млн лет и вещества более древней континентальной коры. Плагиоклазовые вебстериты, с цирконом датированным 2890 ± 20 млн лет, имеют величины $\epsilon_{Nd}(T_{2890}) +3.8$, $\Sigma_{Sr}(T_{2890}) +2.42$, при этом Nd модельный возраст их протолита 2.89 млрд. лет совпадает с возрастом присутствующего в них циркона. Породы имеют мантийный генезис и содержат такой же по возрасту циркон, что и гранат-пироксеновые амфиболиты. Последние, характеризуются слабоположительной величиной $\epsilon_{Nd}(T_{2890}) +0.3$, но более древним модельным возрастом протолита 3.15 млрд. лет и величиной $\Sigma_{Sr}(T_{2890}) 19.97$. Магматический протолит гранат-пироксеновых амфиболитов является, вероятно, продуктом смешения мантийной магмы с возрастом 2890 млн лет и более древнего материала коры. Гиперстеновые эндербиты, с близким по возрасту цирконом 2860 ± 10 млн лет, формировались из коровой магмы и характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(T_{2860}) -0.6$, $\Sigma_{Sr}(T_{2860}) 112.64$, $T_{Nd}(DM) 3.13$ млрд. лет.

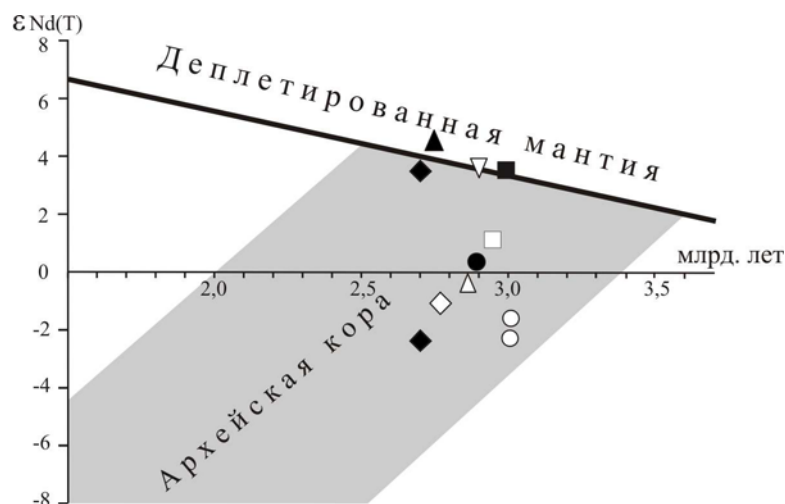


Рис. 2. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст

Не залитые окружности – двупироксеновые кристаллосланцы далдынской серии, остальные обозначения см. рис. 1.

Метапериidotиты с возрастом 2745 ± 15 млн лет имеют мантийную величину $\epsilon_{Nd}(T_{2750}) +4.4$ и немного обогащены радиогенным стронцием $\Sigma_{Sr}(T_{2750}) 9.22$. Nd модельный возраст их протолита 2.79 млрд. лет – тот же, что и возраст циркона. Близко ко времени становления перидотитов (в пределах погрешности измерений) происходило формирование коровых аляскитовых гранитов с возрастом 2767 ± 27 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T_{2770}) -1.2$, сильно обогащенных радиогенным стронцием $\Sigma_{Sr}(T_{2770}) 351$. Nd модельный возраст их протолита 3.03 млрд. лет. Вероятно в связи с мантийными процессами этого этапа в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита формировались низкотитанистые санукитоиды с возрастом 2702 ± 9 млн лет [3], модель формирования которых подразумевает взаимодействие тоналит-трондъемит-гранодиоритовых расплавов и мантийных перидотитов.

Литература:

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. – М.: Наука. 1988. – 253с.
2. Гусев Н.И, Руденко В. Е. , Бережная Н. Г. и др. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Регионал. геол. и металлогения. 2012. № 52. – С. 29-38.
3. Гусев Н.И, Ларионов А.Н. Неархейские санукитоиды Анабарского щита // Современные проблемы геохимии. Т. 2. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2012. – С. 51-55.

ОБЩАЯ ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА УЧАСТКОВ С ОПАСНЫМИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ В ПРЕДЕЛАХ АВТОТРАССЫ ЯКУТСК- МАГАДАН (600-700 КМ)

Дмитриев Е.П., Лоскутов Е.Е.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Объектом исследований является район верховьев р. Восточная Хандыга, прилегающий к участку строительства и реконструкции федеральной автодороги «Колыма». В целом район имеет ярко выраженный ступенчатый (ярусный) характер и характеризуется сложно-блоковым сильнорасчлененным тектоническим рельефом.

Следует отметить, что основная рельефообразующая роль на данной территории принадлежит тектоническим факторам, ледниковой деятельности и экзогенным процессам [4]. В настоящее время в наибольшей степени свое влияние на формирование рельефа оказывают разнообразные экзогенные процессы. Активность многих из них особенно проявляется или усиливается в результате техногенного воздействия (строительство дорог) на окружающую среду.

Инженерно-геологическое районирование является составным элементом общего комплекса исследований при дорожных изысканиях и необходимо на стадии технического обоснования работ [1]. В задачу данного этапа изысканий входит составление предварительной инженерно-геологической оценки по геоморфологическому принципу с использованием камерального дешифрирования аэрофотоснимков и изучения всех имеющихся литературных и фондовых материалов [2]. В процессе анализа внешних особенностей ландшафта были выявлены те из них, которые служат признаками определенных инженерно-геологических условий. По дешифровочным признакам выделены экзогенные процессы и физико-геологические явления разного типа в пределах определенных элементов рельефа [3].

Далее на основе выделенных экзогенных процессов и преобладающих физико-геологических явлений определены комплексы экзогенных рельефообразующих процессов (ЭРП). С целью дальнейшей оценки воздействия этих процессов на территорию и на основе соотношения определенных комплексов ЭРП выделены инженерно-геологические участки.

По характеру воздействия на геоэкологическую среду все происходящие экзогенные процессы разделены на три группы. Первая группа – с постоянным воздействием, реализующимся в течение времени года и в значительной мере формирующие состояние природной среды, к ней относятся: различные виды склоновой денудации, речная эрозия, криогенные процессы. Вторая группа – процессов и явлений с эпизодическим воздействием (осыпной процесс, линейный размыв, лавины). Третья группа – процессы, характеризующиеся возможностью опасного усиления с глубокой и необратимой трансформацией природной среды (гравитационный процесс, оползни).

Результаты оценки современных инженерно-геологических обстановок с выделением в каждом участке групп явлений и процессов приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Описание инженерно-геологических участков, выделенных по особенностям воздействующих на них процессов.

Инженерно-геологические участки	Природная характеристика (по данным дешифрирования аэроснимков)	Геоморфологические условия	Экзогенные процессы и физико-геологические явления		
			Постоянное воздействие экзогенные процессы	Эпизодически воздействующие экзогенные процессы	Экзогенные процессы возможного опасного усиления
участок №1 км. 610-613,	Участок со среднерасчлененным ледниково-эрозионным рельефом.	Полигенетический, делювиально-аккумулятивный, склон от пологого до средней крутизны, слабо извилистый в плане с промоинами временных водотоков.	Полигенетические склоновые процессы.	Линейный размыв Осыпные процессы.	
участок №2 км. 613,5-	Участок с осыпным тектоническим склоном.	Крутой склон гравитационного	Гравитационный	Осыпной процесс.	

614,1		происхождения.	процесс		
участок №3 км. 619,3- 619,8	Участок со среднерасчлененным денудационным рельефом.	Денудированный склон средней крутизны, курумник.	Криогенн ый процесс	Линейный размыв.	
участок №4 км. 619,8- 625	Участок со среднерасчлененным денудационно- аккумулятивным рельефом.	Аккумулятивные склоны от пологих до средней крутизны.		Линейный размыв, осыпной процесс.	
участок №5 км. 625- 626,2	Участок трассы «Желтый прижим», сильно расчлененный рельеф; ступенчатый (ярусный) характер рельефа.	Тектонический гравитационный склон	Полигенет ические склоновые процессы.	Осыпной процесс.	Гравитац ионный процесс.
участок №6 км. 626,2- 629,4	Участок с расчлененным денудационно- аккумулятивным рельефом.	Аккумулятивная высокая ледниковая терраса четвертичного оледенения, курумы, мелкие заболоченные участки.	Ограниче нное развитие мелкого термокарс та.	Линейный размыв.	
участок №7 км. 629,4- 631,2	Участок трассы: «Черный прижим», сильно расчлененный рельеф ступенчатый(ярусный) характер рельефа.	Крутой (45 ⁰ -50 ⁰) гравитационный обвальн о-осыпной склон, мелкие конуса выноса, эрозионно- тектонический уступ.	Полигенет ические склоновые процессы.	Осыпной процесс, широкое наледообраз ование.	Гравитац ионный процесс.
участок №8 км. 631,2- 633,9	Рельеф сильнорасчлененный, ярко выраженный ступенчатый (ярусный) характер рельефа.	Ступенчатый денудационный склон, курумник.	Криогенн ый процесс.	Осыпной процесс.	
участок №9 км. 633,9- 637,4	Участок со средне- расчлененным рельефом.	Аккумулятивный пологий склон, денудационный склон средней крутизны.	Линейный размыв, склоновая эрозия, термокарс т.	Осыпной процесс.	
участок №10 км. 637,4- 645	Участок со средне- расчлененным рельефом.	Аккумулятивный пологий склон, полигенетический склон средней крутизны.	Линейный размыв, склоновая эрозия.	Осыпной процесс.	
участок №11 км. 645- 661	Участок со среднерасчлененным денудационно- аккумулятивным рельефом.	Аккумулятивный пологий склон, полигенетический склон средней крутизны, цокольные ледниковые террасы, ригели.	Линейный размыв, солифлюк ция, наледы, термокарс т.	Склоновая эрозия, локальные осыпные процессы.	
участок №12 км. 661- 662,5	Участок «База полигона СВФУ», рельеф среднерасчлененный денудационно- аккумулятивный.	Полигенетический склон. Пологая аккумулятивная терраса. Курумник.	Линейный размыв, склоновая эрозия, солифлюк ция, термокарс т.	Осыпной процесс.	
участок №13 км. 662,5- 667	Рельеф среднерасчлененный.	Склон, денудационно- аккумулятивный.	Криогенн ый процесс, наледы, термокарс	Линейный размыв, осыпной процесс.	

			т.		
участок №14 км. 667-686	Участок с сильнорасчлененным рельефом, ярко выраженный ступенчатый (ярусный) характер рельефа.	Сложно-блоковый рельеф, тектонические останцы.	Наледи.	Осыпной процесс.	Гравитационный процесс.
участок №15 км. 686-693	Участок со слабо расчлененным холмисто-увалистым рельефом.	Пологий аккумулятивный склон.	Боковая эрозия, наледи.	Склоновая эрозия.	
участок №16 км. 693-702	Участок с равнинным слабо расчлененным рельефом.	Аккумулятивная долина	Боковая эрозия, термокарст, наледи.		

Для предупреждения опасных геоэкологических ситуаций на этой территории, в дальнейшем предлагается провести детальные изыскания на выделенных участках, где экзогенные процессы оказывают прямое воздействие на дорожное полотно.

В дальнейшем на основе проведенных изысканий могут быть разработаны научно обоснованные рекомендации по оптимизации инженерно-геологических условий.

Литература:

1. Несветайлова Н.Г., Горелик А.И. Методические указания по инженерно-геологическому районированию территории с использованием материалов аэрофотосъемки при изысканиях дорог в Сибири и на Дальнем востоке. – М., 1971.
2. Петрусеви́ч М.Н. Воздушная и наземная стереофотосъемка при геологических исследованиях. – М.: МГУ, 1976.
3. Корчуганова Н.И. Аэрокосмические методы в геологии. – М.: Геокарт, 2006.
4. Жижин В.И., Оксман В.С., Рожин С.С., Пуляев Н.А., Филиппов В.Р. Учебная геологическая съемочная практика на Томпонском полигоне им.В.И. Коростелева. – Якутск: СВФУ, 2012.

РАЗНОВИДНОСТЬ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВОД НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Дроздов А.В.¹, Попов В.Ф.²

¹ *Институт «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА», г. Мирный*

² *СВФУ им. М.К.Аммосова, г.Якутск*

Подземные промышленные воды (крепкие рассолы), обладающие широким спектром ценных элементов, повсеместно распространены на Сибирской платформе, но практически не используются как гидроминеральное сырье. В тоже время с экономических позиций, существующие в осадочном чехле большие скопления рассолов, не всегда рентабельны для отработки с извлечением отдельного вида полезного компонента или даже как многокомпонентного сырья. Хотя экономическая целесообразность попутной переработки литиеносных рассолов с получением ряда продуктов была обоснована в концепции формирования нефтяной, газовой и алмазодобывающей промышленности России на базе месторождений Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия).

Целенаправленные региональные исследования рассолов в качестве ценного гидроминерального сырья с количественной оценкой их ресурсов начаты в прошлом столетии по инициативе академика А.Э. Конторовича с привлечением ряда институтов СО РАН. Выполненные расчеты с обоснованием категорий запасов и примененные методики оценок относятся, в основном, к прогнозным ресурсам [1]. В данных оценках принимались условия регионального распространения водонасыщенных осадочных толщ с упрощенным строением гидрогеологических бассейнов. При этом использовалось низкое по эффективности и качеству опробование нефтегазовых скважин, расположенных по редкой региональной сети. Одновременно принималась схема гомогенного распространения по региону пластов-коллекторов, их обобщенных гидрогеологических показателей, и однородного состава

поликомпонентного сырья (рассолов), без учета гидродинамических и гидрохимических особенностей подземных резервуаров с их пространственной неоднородностью.

Отработка глубоких горизонтов алмазонасных трубок Западной Якутии потребовала детального изучения гидрогеологических условий прилегающих к месторождениям территорий. По последним представлениям, сложившимся на основе литолого-фациального анализа, на территории региона вблизи трубки Удачной выделяется особая геологическая (гидрогеологическая) структура – Далдыно-Мархинская рифогенная банка или криогидрогеологический бассейн низшего (III) порядка. При этом определяющим фактором считается наличие двух нижне-среднекембрийских рифовых барьеров, протягивающихся почти параллельно друг другу с северо-запада на юго-восток при ширине 60–85 км на расстояние до 250 км [2]. Данному геологическому образованию свойственны рассолонасыщенные толщи пород с высокими коллекторскими показателями, резко отличающимися от смежных криоартезианских бассейнов, а также повышенная (до 1500 м) мощность криолитозоны. Эту подземную водоносную систему, характеризующуюся общностью пространственного распределения, перемещения и формирования подземных вод, а также промороженную сверху, необходимо выделять как отдельную природную гидрогеологическую структуру – резервуар промышленных вод [3].

Далдыно-Мархинский криогидрогеологический резервуар представляет собой своеобразную и сложную водонапорную систему, в разрезе которой четко обособляются несколько водоносных комплексов-стратонов: верхне-, средне-, нижнекембрийский и верхнепротерозойский. Они отличны по своему литолого-фациальному составу, коллекторским свойствам и гидродинамическим параметрам водовмещающих пород и их пространственному распространению. Наибольшей вертикальной проницаемостью обладают тектонические зоны вблизи кимберлитовых тел, которые соединяют различные страто-гидрогеологические скопления рассолосодержащих толщ пород. Прилегающие к резервуару с севера и юга криогидрогеологические бассейны имеют с ним существенные различия по

многим показателям: строению, водообильности, мощности криолитозоны и пр.

Зона рассолов, приуроченная к гидродинамическому ярусу замедленного водообмена, распространена практически во всей талой части осадочного чехла Сибирской платформы. При имеющихся некоторых различиях в составе рассолов, значительном диапазоне минерализаций, рассолы в регионе имеют единый геохимический облик и являются комплексным гидроминеральным сырьем. Максимальные значения концентраций присущи для подземных вод, распространенных в Далдыно-Мархинском резервуаре, где в пределах средне-нижнекембрийских отложений распространены рассолы с минерализацией свыше 300 г/дм^3 . В результате проведенных исследований АК «АЛРОСА» с привлечением ряда научных организаций СО РАН, было установлено, что дренажные рассолы месторождения трубки «Удачной» содержат ряд ценных и крайне необходимых для народного хозяйства компонентов. Наиболее высокие концентрации, отвечающие промышленным кондициям, имеют распространенные в регионе крепкие рассолы, содержащие магний, литий, бром, рубидий, йод и др. (табл.).

Таблица

Промышленные кондиции отдельных компонентов в дренажных рассолах

Компонент	Кондиционное содержание, мг/дм^3	Карьер и рудник «Удачный»	
		Содержание, мг/дм^3	Превышение в «разы»
Магний	1000	13800	
Литий	10	150	15
Бром	150	4900	33
Калий	100	12000	120
Стронций	300	1170	3,9

На основании анализа действующей системы осушения карьера и рудника, величина прогнозных водопритоков в горные выработки в настоящее время составляют около $2000 \text{ м}^3/\text{сут}$ с минерализацией дренажных вод свыше 300 г/дм^3 . В дальнейшем при переходе на подземный способ отработки месторождения из средне- и нижнекембрийского водоносных комплексов при глубинах до 1200 м водопритоки будут достигать $4000 \text{ м}^3/\text{сут}$. Проведенное районирование геофильтрационного поля с отслеживанием тенденции развития

депресссионной воронки в процессе почти 25-и летнего водопонижения позволяет обосновать существующие запасы рассолов (гидроминерального сырья) в Далдыно-Мархинском резервуаре по очень высоким категориям (А и В).

В настоящее время предполагается использовать дренажные рассолы, откачиваемые из карьера и рудника трубки Удачной, в качестве сырья для получения гидроокиси и окиси магния, а также впоследствии карбоната лития и брома, имеющих устойчивый спрос в России и за рубежом. Экономическая оценка эффективности переработки рассолов сделана институтом СНИИГГИМС на примере пяти месторождений Восточной Сибири. Расчеты построены на данных ИХТТИМС СО РАН, по которым выполнена экспертная оценка получения в качестве товарной продукции карбоната лития и магнeзии углекислой, а также данных по промышленному извлечению брома по технологии КНПО «Йодобром» с получением брома технического.

Основным критерием комплексной переработки рассолов является высокое содержание ценных компонентов в их составе, в десятки раз превышающее условно-минимальные кондиции на гидроминеральное сырье. Проведенные предварительные расчеты гидродинамических показателей толщ отложений с увязкой данных по осушению месторождения показывают, что суммарные запасы гидроминерального сырья при кондициях компонентов с $M > 300 \text{ г/дм}^3$ в границах гидрогеологической структуры оцениваются величиной $Q \approx 1,3 \times 10^{10} \text{ м}^3$. Таким образом, в пределах Сибирской платформы выделена своеобразная разновидность природного скопления промышленных вод в кембрийских отложениях рифогенной банки – резервуара хлоридных кальциевых рассолов, и при осушении горных выработок во время разработки крупнейшего месторождения алмазов, возможно, рентабельно производить совместное извлечение полезных ископаемых из земных недр.

Литература:

1. Дзюба А.А., Пиннекер Е.В., Шварцев С.Л. и др. Обоснование категорий и методики оценки геологических запасов рассолов Сибирской платформы / Результаты работ по

Межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1992-1993 гг. Ч. 2. – Новосибирск: СО РАН, 1995. – С. 101 – 104.

2. Дроздов А.В. К вопросу о формировании криогидрогеологических структур Сибирской платформы // Наука и образование. – 2004 . – № 4. – С. 62 – 69.

3. Дроздов А.В., Сухов С.С. Разновидность природных систем подземных промышленных вод на Сибирской платформе // Водные ресурсы. – 2008. – Т. 35. – № 3. – С. 277 – 287.

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ КОРЕННЫХ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Егоров К.Н.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

egorov@crust.irk.ru

На территории южной части Сибирской платформы выделены крупные (в десятки тысяч квадратных километров) площади, рекомендуемые для проведения алмазопроисловых работ [1-4]. Составленная карта прогноза алмазности Иркутской области масштаба 1:1000000 отражает современный уровень знаний о процессе образования и закономерностях размещения коренных источников алмазов кимберлитового и лампроитового типа разных возрастов на юге платформы [3]. Карта синтезировала весь накопленный фактографический общегеологический, геофизический, алмазопроисловый и аналитический материал по состоянию на 01.07.2006г.

В пределах южной части Сибирской платформы известны три алмазносные субпровинции – Присаянская, Ангара-Тунгусская, Байкитская, на территории которых выделены 22 перспективные площади с утвержденными в МПР РФ прогнозными ресурсами категории Р₃ в 212 млн. карат (в том числе в россыпях 12 млн. карат) и минералогическим потенциалом в 192 млн. карат [1-4]. Первоочередные площади составляют

~34000 кв.км. Выделены перспективные площади для постановки ГМК-200 ~60000 кв.км (14 листов масштаба 1:200000).

Однако следует отметить, что достигнутый уровень изученности, качество и достоверность имеющейся информации позволяют провести лишь предварительную разбраковку рассматриваемой территории по степени перспективности ее отдельных частей и выделить ряд площадей, заслуживающих проведения дальнейших работ в их пределах. Алмазоносные объекты в условиях юга Сибирской платформы могут быть обнаружены только на основе использования стадийной технологии геологоразведочного процесса с обязательным проведением региональной стадии исследований, основными задачами которой являются вскрытие и комплексное опробование всех типов перекрывающих отложений – осадочных коллекторов алмазов; изучение структурно-тектонического строения алмазоперспективных территорий.

Существующие прогнозно-поисковые алгоритмы, давшие блестящие результаты в Якутской алмазоносной провинции, оказались недостаточными в условиях южной части Сибирской платформы. В частности, три группы помех затрудняют здесь локальный прогноз и поиски алмазов.

1. До сих пор окончательно нерешен парадоксальный аспект, имеющий стратегическое значение, а именно: нет четких прямых связей между неоген-четвертичными россыпями алмазов и нижнекарбоновыми коллекторами минералов-спутников (пиропов и хромитов) [4, 5]. Об этом свидетельствует отсутствие россыпей алмазов и спутниковых ореолов типа шлейфов разноса по схеме: нижнекарбоновый коллектор → россыпь, а также практически отсутствие алмазов в коллекторах среднепалеозойского и юрского возрастов. В последнее время удалось обнаружить незначительное количество (первые десятки) пиропов (в т.ч. алмазного парагенезиса) в алмазоносных отложениях р. Чукша и р. Тангуй-Удинский [5]. Без четкого решения данного вопроса прямой поиск коренных источников алмазов при такой поисковой ситуации имеет небольшие перспективы.

Следует отметить, что территория Ангаро-Чуно (Уда)-Бирюсинского междуречья является ключевой в разрешении проблемы коренной алмазности юга Сибирской платформы. Во-первых, в пределах бассейнов рек Уды, Чукши и др. сконцентрировано наибольшее количество находок алмазов Иркутского амфитеатра [5]. Во-вторых, в среднем течении р. Бирюсы, на правобережье р. Уды широко развиты пироповые, хромитовые нижнекарбоновые отложения баероновской свиты и нижнеюрские осадки переясловской, заларинской, черемховской свит [4].

Можно предположить, что коренные алмазные тела средне-верхнедевонского возраста имеют место на рассматриваемой площади, но перекрыты нижнекарбоновыми осадками, триасовыми силлами и неоген-четвертичными песками. В этом случае, вторично измененный облик пиропов и хромитов, их рассеянный характер распределения в отложениях нижнекарбонового возраста так же, как и их частая разобщенность с неоген-четвертичными россыпями алмазов, требуют объяснений на хорошей фактурной основе.

С другой стороны, можно допустить маловероятный сценарий, когда коренные алмазные тела расположены только за пределами рассматриваемых районов на территории Присаянья и характеризуются досреднепалеозойским возрастом. В этом варианте пиропы, хромиты и хромдиопсиды в нижнекарбонном коллекторе и алмазы неоген-четвертичных россыпей могут происходить из разных источников. Алмазы высвобождались из коры выветривания в юре и образовывали вторично обогащенные россыпи в кайнозое в процессе эпейрогенического поднятия территории и последующего ее расчленения. В таком случае понятна разобщенность ореолов спутников в среднепалеозойских коллекторах и аллювиальных россыпей алмазов, но не расшифровываются источники спутниковых ореолов в нижнекарбонных отложениях, а также их стерильность в отношении алмазов при условии наличия минералов-спутников алмазного парагенезиса [4, 5].

2. На территории юга Сибирской платформы известно несколько тектоно-магматических циклов (1200 млн лет; 660-630 млн лет; 370-350 млн лет; 240-200 млн лет), с которыми связано формирование

алмазоносных или потенциально алмазоносных тел лампроит-кимберлитового состава, каждое из которых поставляло в промежуточные коллекторы как алмазы, так и их спутники. При этом существовала временная сближенность в проявлениях алмазоносных, потенциально алмазоносных мантийных вулканитов и явно неалмазоносных щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород, содержащих барофильные минералы [6]. Поскольку эпохи активного магматизма совпадали с перерывами осадконакопления и перестройками структурного плана соответствующих сегментов земной коры, барофильные минералы перераспределялись в промежуточные коллекторы из генетически разнотипных коренных источников – алмазоносных и неалмазоносных.

3. В настоящее время на территории юга Сибирской платформы известно только три ореола рассеяния индикаторных минералов с признаками прямого размыва алмазоносных и потенциально алмазоносных пород: 1) ореолы алмаз-пироп-хромитового состава в четвертичных отложениях от среднерифейских лампроитов Ингашинского поля [6]; 2) ореол с находками двух алмазов в графитовой рубашке в четвертичных отложениях р. Ингашет [7]; 3) ореол пироп-пикроильменит-хромитовой ассоциации высокой сохранности в четвертичных и нижнеюрских базальных отложениях на Магдонской площади [4].

Для решения проблемных прогнозно-поисковых задач необходимо выполнить региональные поисковые и ревизионно-тематические работы по созданию геолого-вещественных моделей поисковых объектов и разработке методики поисков применительно к геолого-геоморфологическим условиям конкретных перспективных площадей юга Сибирской платформы.

Литература:

1. Барышев А.С., Егоров К.Н., Скрипин А.И. и др. Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. 2004. №8-9. С. 8-17.
2. Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарев Д.А. Алмазоносные субпровинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы // Отечественная геология. 2008. №3. С. 22-29.

3. Барышев А.С., Егоров К.Н. Карта прогноза коренной и россыпной алмазоносности Иркутской области масштаба 1:1 000 000, 2006.
4. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании "АЛРОСА": современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 50-85.
5. Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А., Зинчук Н.Н. и др. Минералогия россыпных проявлений алмазов Ангаро-Удинского междуречья юга Сибирской платформы // Записки ВМО. 2006. № 2. С.1-15.
6. Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В. и др. Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники, алмазоносность // Доклады РАН. 2010. Т.435. № 6. С. 779-783.
7. Егоров К.Н. Генетические типы коренных источников алмазов на юге Сибирской платформы // Годичное собрание РМО и Федоровской сессии. «Минералогия во всем пространстве сего слова: Проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья». Санкт-Петербург: СПГТИ, 2012. С. 62-64.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ АЛМАЗОНОСНОСТИ ГЕОЛОГО- ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ РУД ВАЖНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ ЯКУТИИ

Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск (egorov@crust.irk.ru)

Взаимосвязь содержания высокохромистых, низкокальциевых пиропов с основными параметрами алмазоносностью минералогическо-петрографических типов кимберлитов установлена ранее для многих кимберлитовых тел Якутии [4, 5]. Что касается других вещественных критериев алмазоносности кимберлитов в этих целях, то они еще пока недостаточно разработаны и имеют ограничения при оценке продуктивности отдельных кимберлитовых фаз коренных месторождений.

Впервые проведенный анализ (с 1986 по 2009 гг.) зависимости между геологоразведочными, эксплуатационными и фабричными данными по алмазности кимберлитовых руд трубки «Юбилейная» с их вещественными особенностями, показал, что соотношения пиропов алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса к низкохромистым, умеренно- высококальциевым гранатам отражают не только реальную алмазность разновидностей кимберлитов, но и их взаимосвязь с вариациями продуктивности в пределах одной кимберлитовой фазы (например, порфировые кимберлиты северо-восточной и юго-западной частей трубки) [2, 3].

В настоящей работе представлены возможности применения комплекса минералогических критериев алмазности для отдельных кимберлитовых фаз на примере трубки «Комсомольская».

На средних и глубоких горизонтах трубка «Комсомольская» сформирована кимберлитовыми брекчиями (вторая фаза внедрения кимберлитового расплава) и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (заключительная фаза становления трубки). Порфировые кимберлиты (первая фаза внедрения) на этих горизонтах встречаются в брекчиях в виде обломков и имеют подчиненное влияние на общую продуктивность месторождения.

Для макрокристов пиропов ($n=110$), отобранных непосредственно из штучных образцов кимберлитовой брекчии трубки «Комсомольская» исследуемых горизонтов, характерно повышенное содержание TiO_2 и максимальные вариации количеств FeO . Практически все гранаты по Н.В. Соболеву [5] относятся к ультраосновной ассоциации, с преобладающим лерцолитовым парагенезисом. Пиропы из АКБ ($n=95$) в отличие от гранатов из кимберлитовых брекчий имеют более низкие содержания TiO_2 , FeO и более высокие CaO . При этом количество пиропов алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса в АКБ значительно ниже, чем в кимберлитовых брекчиях (см. табл.).

Таким образом, анализ данных эксплоразведки и добычной отработки месторождения еще раз подтвердил универсальность работоспособности

минералогического критерия алмазности Н.В. Соболева [4, 5] на примере отдельных фаз кимберлитов трубки «Комсомольская».

Примечательно, что кимберлитовая брекчия трубки «Комсомольская» более продуктивна по многим ситовым классам (см. табл.). Следует особо подчеркнуть, что в классе +4 алмазы из КБ имеют средний вес более чем в 1.5 раза превышающий таковой у камней из автолитовой кимберлитовой брекчии при меньшем среднем весе алмазов -4+2.

Таблица

Промышленные характеристики алмазности и содержание пиропов дунит-гарцбургитового алмазного парагенезиса в разных фазах кимберлитов трубки «Комсомольская»

Типы кимберлитов	Средние веса кристаллов по классам, мг, данные эксплоразведки			Среднее содержание по классам, усл. ед., данные фабричной отработки				Ср. общее содержание, усл. ед.	Кол-во пиропов алмазного парагенезиса
	-8+4	-4+2	-2+1	+6,7	-6,7+4,7	-4,7+1,7	-1,7+0,5		
КБ	353,1	36,58	5,84	23	56	268	25	417	16,3%
АКБ	221,7	47,6	5,87	19	44	221	19	346	7,3%

Авторами исследованы окисно-рудные минералы основной массы всех разновидностей кимберлитов трубки «Комсомольская», отличных друг от друга по алмазности. В основной массе ПК отмечается только редкое присутствие единичных зерен высокохромистых (до 14 мас.% Cr_2O_3) хромтитаномагнетитов. Шпинелиды не образуют зональных кристаллов, встречаются в виде индивидуальных зерен или чаще в сростках с другими окисно-рудными минералами (перовскитом, ильменитом, титаномагнетитом).

В основной массе КБ содержание микрокристаллических шпинелидов довольно низкое. Состав шпинелидов соответствует хромпикотитам, близких к Ti-алюмомагнезиохромитам. Кроме шпинелидов, в основной массе КБ наиболее распространены пикроильменит и титаномагнетит с примесью оксида хрома 4-6 мас. %.

Основная масса АКБ характеризуется низким количеством шпинелидов, которые иногда образуют зональные кристаллы, в них четко выделяется ядро, промежуточные и краевые зоны. Ядра сложены

хромпикотитами, промежуточные зоны – хромульвошпинелью, а краевые зоны – продуктами замещения промежуточных зон: магнотитаномагнетитами, а также магномагнетитами и магнетитами. Кроме редких зерен шпинелидов, в цементе АКБ повсеместно отмечаются (до 5-6%) пикроильменит с мощными келифитовыми полиминеральными каймами. В состав кайм входят, титаномагнетит, рутил с примесями оксида железа, реже, сульфиды.

По соотношению хрома и титана шпинелиды из основной массы АКБ не образуют типичные тренды кристаллизации, обусловленные наличием в породе непрерывного по составам ряда разновидностей шпинелидов: от Ti-алюмомагнезиохромитов до магнотитаномагнетитов, характерные для богато- и среднеалмазоносных кимберлитов [1]. АКБ трубки «Комсомольская» характеризуются очень коротким трендом, который начинается с хромпикотитов с концентрацией оксида хрома 35-34 мас.%. Такой тренд является показателем убогоалмазоносных кимберлитовых трубок и характерен для низко- и неалмазоносных тел Якутской алмазоносной провинции [1].

Таким образом, для КБ и АКБ характерно пусть минимальное, в сравнении с трубкой «Юбилейной», присутствие хромпикотитов и редких зерен Ti-алюмомагнезиохромитов, в отличие от порфировых низкоалмазоносных кимберлитов. Более того, в них практически не встречены самостоятельные кристаллические выделения перовскитов, последние наблюдаются только эпизодически в продуктах замещения пикроильменитов.

Анализ промышленной отработки в течение 2006 г. месторождения трубки «Комсомольская» показал, что кимберлитовая брекчия имеет более продолжительные периоды устойчивого выхода продукта. Периоды более или менее ровного содержания составляют 5-6 дней. В то время как при отработке автолитовой кимберлитовой брекчии алмазоносность может меняться от минимума до максимума в течение одного-двух дней.

Изучение ситовых характеристик алмазов в КБ и АКБ месторождения показывает, что несмотря на более низкую продуктивность, АКБ характеризуется частыми находками «именных» алмазов. Это находит

подтверждение в том, что при отработке центральной части месторождения, сложенного в основном КБ, отдельные блоки АКБ дают локальные «вспышки» продуктивности по ситовым характеристикам алмазов. Причем, на этих участках «вспышек» содержание (за счет крупных камней) полезного компонента может превышать до 10 раз среднее по месторождению.

Литература:

1. Бовкун А.В., Серов И.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Микrokристаллические оксидные минералы из связующей массы кимберлитов как показатель эволюции кимберлитовых расплавов и их алмазоносности // Experiment of Geosciences. 1999. №1. С.16-17.
2. Егоров К.Н., Кошкарев Д.А., Карпенко М.А. Минералого-геохимические критерии алмазоносности кимберлитов многофазной трубки «Юбилейная» (Якутия) // Доклады РАН. 2008. Т.422. №3. С. 257-262.
3. Кошкарев Д.А., Егоров К.Н., Карпенко М.А., Маковчук И.В. Основные параметры алмазоносности геолого-технологических типов кимберлитовых руд крупнейшего месторождения алмазов Якутии (трубка Юбилейная) // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 27-35.
4. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности // Геология и геофизика. 1971. № 3. С.70-80.
5. Sobolev N.V. Deep seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the Upper Mantle, Washington DC., AGU, 1977. 264 p.

ФУНКЦИОНАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПО ЭНДОГЕННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИМ ОРЕОЛАМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЙСКОЕ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА): СОСТАВ, ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ

Есипенко А.Г.

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан

К настоящему времени у исследователей не сложилось единого представления о последовательности и стадийности процесса минералообразования месторождения Майское, и его генетические особенности трактуются различным образом. Майское рудное поле – представитель ряда крупных объектов золото-сульфидно-вкрапленного типа. Большинство исследователей считает, что процесс минералообразования на месторождении протекал в два этапа: ранний – редкометалльный и поздний – золоторудный. Длина полосы, в которой насчитывается около 30 рудных тел, 3.5 км. Это зоны прожилково-вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации с тонкодисперсным, преимущественно субмикроскопическим золотом и с неравномерной более поздней жильно-прожилковой кварц-антимонитовой минерализацией, иногда с более крупным золотом в углеродистых осадочных породах. Содержание сульфидов в рудах 6-8% при значительном преобладании пирита. **В настоящей работе на примере Майского месторождения на основе нового подхода к получению и интерпретации проведено моделирование по данным эндогенных геохимических ореолов и выделены геохимические элементные ассоциации, установлены их зональность и последовательность.**

Геохимическое поле блока, по каждому выбранному элементу, есть результат диалектического процесса концентрирования в рассеянии. Наиболее общим процессом является рассеяние, однако в силу возникающих РТ условий и взаимодействия рассеивающегося

металлонесущего (или выщелачивающего) флюида с собой и вмещающими породами, уже имеющих неоднородностей среды и процессов, динамики равновесий, взаимодействия самих элементов, возникает различие темпов рассеяния, и как следствие, различные зоны по накоплению вещества. Для адекватной и эффективной работы с геохимическим полем, исходя из существа как моноэлементных, так и многомерного геохимического поля, определим понятие **геохимической элементной ассоциации**.

Следуя закону Кларка-Вернадского о всюдности распространения химических элементов, мы должны заключить, что в любом, даже весьма малом объеме земного вещества, мы можем встретить любой известный нам химический элемент в некоторой концентрации. Но это эквивалентно тому утверждению, что во всех таких объемах месторождения, все химические элементы как-то присутствуют и, тем самым, ассоциированы. Для конкретного применения такое определение оказывается малопродуктивно. Поэтому, обращаясь предметно к геохимическому полю месторождения и геологической практике, мы приходим к выводу, что наиболее важным и даже искомым в рудно-геохимическом аспекте является то, как соразмещаются области относительно концентрированного проявления масс исследуемых химических элементов. Какова закономерность в степени проявления, смене и взаимном размещении зон концентрирования элементов в объеме месторождения по латерали и вертикали, т.е. – какова зональность этих областей? Ответ на это, мог бы дать нам возможность построить адекватную версию генезиса (с позиции собственно геохимии).

Т.о., геохимическая элементная ассоциация - это определенная регулярная последовательность частично накладывающихся областей относительного концентрирования химических элементов, - «ядер» их полей, проявившаяся в объеме исследуемого месторождения, в его геохимическом поле, и отвечающая (возможно, полистадийному) процессу инъекции или перемещения вещества элементов.

Такое определение соответствует представлению геохимической ассоциации именно в форме последовательности аномальных зон, ряда (входящих в нее) элементов. Оно выражает зональность участвующих ядер

(или, ассоциации). Ассоциация может быть во взятом геологическом объеме не единственной, ядро поля каждого элемента может быть пространственно не односвязным. Математическим аппаратом, с помощью которого можно численно выразить и соотносить соразмещение элементных масс ассоциации отвечающей рудно-геохимическому типу (РГТ), и его совмещение с другими рудно-геохимическими типами (другими ассоциациями) в исследуемом блоке, является аппарат оценок информации 3-его вида (ИТВ) от события к событию [1,2,3]. С помощью этих оценок соотносится взаимная организация ядер и их дополнений в частных полях, а также оценивается взаимная организация элементных полей (т.е., и организация многомерного поля). Определение индикаторной роли элементов на основе информационных мер не требует ограничений ни на виды функций распределений, ни на ковариационные матрицы, но учитывает лишь оценку вероятности (или частоты) градаций содержания элемента на сопоставляемых объектах [3]. Оценка информативности элементов численно равна количеству информации, определенной по отношению вероятности (частоты) встречи соответствующих концентраций в рудных телах к вероятности (частоты) встречи их в общей выборке, характеризующей все рудное поле месторождения. Этот вид частной информации "от события к событию" может принимать как положительные, так и отрицательные значения [1]. Опыт применения этих мер в обработке геохимической информации дал положительные результаты при количественном прогнозировании оруденения [2,3], и при обработке различных данных в СВКНИИ ДВО РАН.

В предположении об элементе ассоциатора (элементе, ассоциацию которого необходимо увидеть), фиксируется его аномальная область и относительно нее строится два ряда оценок: латеральные и вертикальные, для моноэлементных полей всех участвующих элементов. Если элементы ассоциаторы нам априорно неизвестны, то это вынуждает нас построить такие парные ряды оценок относительно каждого из элементов как ассоциатора (если какие-то не окажутся ассоциаторами, - для задачи это не критично). Вертикальные оценки рассчитываются относительно нижнего и/или верхнего полупространства.

Нанося последовательности на графики в виде точек (абсциссами служат латеральные оценки, а ординатами – вертикальные), мы получаем материал для последующего анализа. Оценка-абсцисса показывает знак и степень совхождения аномальных масс данного элемента в аномальную зону элемента-ассоциатора, а оценка по оси ординат указывает на знак и степень вхождения масс данного элемента относительно полупространства пересчета. Оценки для отдельных полей получаются независимо друг от друга, и оценивают (латеральную или вертикальную) со-аномальность всех элементов по ранее выделенной зоне аномальности ассоциатора, единой (хотя, возможно, не односвязной) пространственной части, но независимо для каждого из остальных полей. В силу применяемого математико-физического аппарата уменьшение значения абсциссы, т.е. смещение маркера элемента, указывает на перераспределение аномальных масс неглавного элемента из аномальной зоны ассоциатора, в его зону дополнения. С уменьшением латеральной оценки некоторых элементов в последовательности сначала до нуля («зоны амбивалентных элементов»), а далее и отрицательных значений абсцисс (т.е. перехода масс элементов в зону выноса). Это говорит о зонировании - постепенном выходе ядер элементов в область дополнения или выноса. Образование маркерами объяснимо функциональных последовательностей, дает возможность предполагать наличие действительно функциональной связи аномальных элементных масс в процессе инъекции (от начального элемента зоны соконцентрации до последнего в зоне выноса) и иллюстрирует возможное генетическое единство зональных ассоциаций. Так устанавливается зональная, функционально-пространственная ассоциативная структура поля, находятся численные оценки соположения в совокупностях ядер в пространстве месторождения в целом для данного масштаба. Результат существенно уточняет предшествующую точку зрения на состав и последовательность минеральных ассоциаций.

Литература:

1. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М., : Наука, 1969, - 576 с

2. Высокоостровская Е.Б., Зеленецкий Д.С. О количественной оценке перспектив территории при поисках рудных месторождений полезных ископаемых. //Сов. Геология, 1968, № 8, с. 58-71.
3. Приставко В.А. Локальный количественный прогноз оловянного оруденения по эндогенным ореолам. //Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989, с.с. 3-19.

О ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЖИДКОГО АЗОТА ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН В КРИОЛИТОЗОНЕ

Ефимов Д.Н.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Бурение скважин в Северо-Восточной части страны, где повсеместно распространена многолетняя мерзлота, имеет осложнения, связанные с тепловым воздействием скважины на многолетнемерзлые породы. Основным способом предотвращения осложнений при бурении скважин в криолитозоне является сохранение отрицательной температуры стенок скважины. В настоящее время в практике бурения скважин применяют различные буровые агенты, начиная с охлажденного сжатого воздуха и буровых растворов и кончая устойчивыми пенами.

Одним из решений указанных проблем является бурение скважин с использованием в качестве рабочего очистного агента жидкого азота. Как известно, азот является составной частью воздуха. Для получения жидкого азота необходимо понизить температуру газообразного азота ниже критической $t_{кр} = -149,9^{\circ}\text{C}$, при давлении $P_{кр} = 3,9 \text{ МПа}$ (ГОСТ 9293-74). Азот безвреден для окружающей среды и инертен по отношению к воде, нефти и газу (3). Он самый дешевый из всех газов, следовательно, себестоимость жидкого азота дешевле буровых растворов для бурения в многолетнемерзлых породах как минимум в 5 раз.

В отечественной практике бурения скважин в криолитозоне использование жидкого азота рассмотрена в работах В.В. Медведева, В.В.

Болтаева (1). Предложенная ими технология бурения скважин состоит в следующем. При бурении с использованием жидкого азота условия работы долота улучшаются, при этом происходит промораживание стенок скважины, что предотвращает их обвал и прихваты инструмента. При таком условии исключается промежуточное цементирование и в некоторых случаях допускается проводка скважины за один спуск-подъем.

Особенность размыва горной породы жидким азотом на забое обусловлена воздействием так называемого температурного удара, при котором различные минералы в составе горной породы при мгновенном промерзании непропорционально меняют свой объем, вследствие чего происходит множество микроразрывов и микротрещин в призабойной зоне скважины.

При бурении с использованием жидкого азота создается надежная фильтрационная корка, которая впоследствии самоликвидируется, и сохраняется проницаемость продуктивного пласта. Жидкий азот инертен к пластовым средам и включениям. Поэтому поддержание стабильности его свойств не требует расходов дополнительных реагентов.

Применение жидкого азота при бурении скважин в криолитозоне в качестве очистного агента способствует:

1. Уменьшению стоимости основных фондов, расходных материалов и трудозатрат;
2. Сокращению сроков строительства скважин;
3. Снижению вредного воздействия на окружающую среду;
4. Повышению комфортабельности работ;
5. Возможности выполнения большинства операций в автоматическом режиме;
6. Повышению эффективности работ в условиях распространения многолетнемерзлых пород.

Дальнейшее развитие использования жидкого азота в качестве рабочего очистного агента связано с использованием прогрессивных азотных станций непосредственно на буровом участке. В настоящее время применяются 2 типа азотных станций. Это станции мембранного и испарительного типа (2).

Азотные станции мембранного типа вырабатывают азот за счет его фильтрации из окружающей среды. Такие станции могут вырабатывать азот непосредственно в скважине. Минусом данных станций является меньший объем азота и давления по сравнению со станциями испарительного типа.

Криогенные установки испарительного типа преобразуют жидкий азот в газообразный. Недостатками данных установок является зависимость станции от поставок жидкого азота и высокая цена. В остальных станциях данного типа могут создавать высокие давления и большие расходы по газообразному азоту в количестве достаточном для бурения скважин на большие глубины.

Производство новых, более мощных, но в то же время, более компактных и экономически эффективных азотных установок дало бы мощный толчок в совершенствовании технологии бурения скважин в районах распространения многолетнемерзлых пород и таликов.

Литература:

1. Медведев В.В., Болтаев В.В.. Технология бурения скважин с применением жидкого азота// Успехи современного естествознания. – 2006. – № 6 – С. 40-40
2. Нифонтов Ю.А. и др. Ремонт нефтяных и газовых скважин – Изд-во «Профессионал», 2009. – 914 с.
3. Физический энциклопедический словарь. /Гл. ред. А.М. Прохоров. – М.: Сов. энциклопедия, 1983. – 928 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ И ОЛОВО-СЕРЕБРОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТАРЫНСКОГО РУДНО- МАГМАТИЧЕСКОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Прокопьев А.В.

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

Тарынский рудно-магматический узел (междуречье Индигирки и Неры) пространственно совмещен с северной частью Тас-Кыстабытского магматического пояса [1]. Здесь преобладают комплексы, сформированные практически синхронно на протяжении кимериджа-берриаса: диорит-гранодиорит-адамеллит-гранитный (Нельканский плутон), гранодиорит-гранитный (плутоны: Эргеляхский, Якутский, Курдатский), андезит-дацитовый (Тарынский субвулкан), диорит-гранодиоритовый (интрузивы: Труд, Капризный, Одонканский, Булгуняхский). Формирование первых двух комплексов связывается с субдукционно-аккреционными процессами, происходившими на восточной окраине Северо-Азиатского кратона в поздней юре [5]. Тарынский субвулкан и диорит-гранодиоритовые интрузивы, формировавшиеся в тектонической обстановке растяжения и по возрасту сопоставимы с первым этапом вулканизма Удско-Мургальского пояса (153-140 млн. лет) [6]. В Эргеляхском плутоне локализовано Au-редкометальное рудороявление, а в интрузиве Труд – Sn-Ag-рудное месторождение Купольное [3].

Плутон Труд (12 км²) обнажен вблизи восточного контакта Тарынского субвулкана. Он имеет двухфазовое строение. Породы ранней фазы – диориты и кварцевые диориты, поздней – гранодиориты и адамеллиты. Отмечаются редкие дайки и жилы аплитовидных гранитов и аплитов. Гранодиориты – это массивные, средне- и мелкозернистые равномернозернистые породы. Структура их гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (50-52%), зональные зерна которого содержат в ядре 42-59% An, в краевой зоне – 23-35% An, анортотоклаз (10-

12%), кварц (18-21%), биотит (8-11%), гиперстен (0,04%). Акцессории: ильменит, апатит, циркон, гранат, анатаз, ксенотим и турмалин. Графитсодержащие гранодиориты вскрыты скважиной на глубине 230 м [2]. Гранитоиды плутона относятся к породам нормального ряда щелочности. Они пералюминиевые ($ASI=0,97-1,60$), высококалиевые до ультракалиевых, $K>Na$, щелочно-известковой серии, содержат нормативный корунд от 0,64 до 7,7%. По данным U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar изотопных исследований породы второй фазы интрузива Труд формировались в возрастных рамках от 153 до 144 млн. лет.

Эргеляхский плутон (30 км^2) расположен в крайней северо-западной части Тарынского РМУ. Краевая зона плутона сложена гранодиоритами, адамеллитами, ядерная зона – лейкократовыми гранитами. Широко развиты дайки и жилы аплитовидных гранитов и аплитов. Минеральный состав гранодиоритов: плагиоклаз (42-60%), зональные зерна которого содержат в ядре 33-45% An, а в краевой зоне – 18-31% An, ортоклаз (8-19%), кварц (17-35%), биотит (7,5-16%). Плагиоклаз гранитов обнаруживает слабую зональность. Содержание анортита в ядре 20-30%, в краевой зоне – 4-13%. Акцессорные минералы представлены ильменитом, апатитом, цирконом, ортитом, моноцитом, флюоритом. По химическому составу гранодиориты и адамеллиты относятся к нормальным по щелочности, а граниты – к субщелочным породам. Первые являются высокоглинозёмистыми ($ASI=1,02-1,11$), $Na>K$, известково-щелочной серии, содержат нормативный корунд от 0,6 до 1,18%. Граниты являются пералюминиевыми ($ASI=1,12-1,22$), $K>Na$, содержат нормативный корунд от 1,52 до 3,01%. Rb-Sr и Ar-Ar возраст гранитоидов Эргеляхского плутона 157 - 144 млн. лет.

Температуры генерации расплава по эмпирическим петрохимическим геотермометрам [4] для гранитоидов обоих плутонов достаточно близки: гранодиориты – $1008-1078^{\circ}\text{C}$, адамеллиты $-985-1011^{\circ}\text{C}$, граниты – $958-977^{\circ}\text{C}$. Данные по термометрам насыщения Ti, и Zr [4], показывают, что первыми во всех разновидностях гранитоидов плутонов формируются Ti-содержащие фазы ($657-938^{\circ}\text{C}$), затем фазы, содержащие Zr ($682-832^{\circ}\text{C}$). Гранитоиды массива Труд имеют тенденцию к несколько более высоким

температурам начала кристаллизации. Порообразующие минералы формируются в широком интервале температур. Разброс значений температур определенных по альбитовому, ортоклазовому и анортитовому термометрам в пределах когерентных двуполевошпатовых моделей свидетельствует о неравновесных условиях формирования полевых шпатов в процессе эволюции магмы этих плутонов ($919-462^{\circ}\text{C}$), что, вероятно, связано с постсолидусными условиями становления плутонов. Биотит кристаллизуется в интервале температур (Ti-биотитовый геотермометр) $613-716^{\circ}\text{C}$. Отдельные зерна биотита, модифицированные в процессе субсолидусных реакций в окислительных условиях, имеют пониженные температуры порядка $441-574^{\circ}\text{C}$. В близком интервале температур кристаллизуется кварц (Ti-кварцевый геотермометр) из гранитоидов Эргеляхского массива ($570-644^{\circ}\text{C}$) и более высокие температуры кварца отмечены для гранитоидов массива Труд ($633-762^{\circ}\text{C}$). Формирование гранитоидов обоих плутонов имело место при давлении 1,3-4,4 кбар (Al-биотитовый барометр).

Парциальное давление кислорода ($f\text{O}_2$), оцененное по биотиту ($\Delta\text{Ni-NiO}=-2,33 - +6,29$) и породе ($\Delta\text{Ni-NiO}=-4,15 - +3,14$) варьирует в широких, но близких пределах для гранитоидов обоих плутонов, характеризуя локальные неравновесные, как окислительные, так и восстановительные, условия их становления. В целом для гранитоидов этих массивов не отмечается отчетливого изменения фугитивности кислорода в процессе их эволюции, но данные, полученные по биотитам Эргеляхского массива, показывают тенденцию повышения окисленного состояния пород по мере снижения температуры становления пород.

Расчеты фугитивности воды ($f_{\text{H}_2\text{O}}$) в биотитах при температурах их формирования характеризует широкий интервал величин давления воды в системе (1-1103 бар). При этом для гранитоидов плутона Труд давления воды в целом относительно ниже (63-202 бар) чем в аналогичных породах Эргеляхского массива (до 1103 бар).

Сравнительный анализ физико-химических параметров становления золоторудного (Эргеляхского) и олово-сереброносного (Труд) гранитоидных плутонов показывает незначительное различие условий их

формирования. При близких температурах образования расплава для гранитоидов обоих массивов кристаллизация расплава для пород плутона Труд началась в более высокотемпературных условиях. Содержание воды в расплаве для гранитоидов массива Труд было несколько ниже (не более 3,9 %), чем в расплаве, формирующем породы плутона Эргелях (до 5%). В тоже время остаточное давление воды при становлении последнего было выше (до 1103 бар) чем при формировании гранитоидов массива Труд (не более 410 бар). Гранитоиды плутонов в основном отличаются по химическому и минералогическому составу. Гранитоиды массива Труд имеют более высокое содержание нормативного корунда (до 7,64%), апатита (до 0,75%), ильменита (до 2,66%), магнетита (до 2,96%) в отличие от однотипных пород массива Эргелях (максимально 2,5, 0,43, 1,54, 1,74, соответственно). Гранаты в гранитоидах этих массивов представлены альмандиновыми разновидностями, но имеют определенные различия по своему составу. Гранаты Эргеляхского массива содержат в среднем больше альмандинового (76-81%) и меньше пиропового (2,06-13,6%) компонента в отличие от граната плутона Труд (64-73 и 11,3-27,2%, соответственно). Первичный изотопный состав Sr для гранитоидов Эргеляхского массива равен 0,7067-0,7074, а неодима – $\varepsilon_{Nd}(T) = -4.4 \div -2.90$, в то время как для гранитоидов массива Труд они соответственно варьируют от 0,7096 до 0,7144 и от -5,45 до -10,14. Это подразумевает коровый характер протолитов для этих плутонов, но разный их состав. Отсутствие четких различий по физико-химическим параметрам формирования гранитоидов с различной рудной специализацией предполагает, что их металлогеническая специализация определяется в первую очередь характером металлогенической специализации магмоформирующих субстратов для гранитоидов этих плутонов.

Исследование выполнено при частичной поддержке грантами РФФИ (12-05-98506, 13-05-00700), Программ ОНЗ-9,2 и Президиума РАН № 58.27.1.2.

Литература:

1. Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Тас-Кыстабытский магматический пояс // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 275-277.
2. Бахарев А.Г., Шкодзинский В.С., Жданов Ю.Я. Графитсодержащие кислые магматические породы Тас-Кыстабытского магматического пояса Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная. Геология. 2005. №5. С. 54-57.
3. Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г., Прокопьев А.В. Тектоника и металлогения хребта Сарычева // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: материалы международной конференции. — Новосибирск: изд-во СО РАН, 2002. С.76-77.
4. Зайцев А.И., Бахарев А.Г. Экстенсивные параметры формирования олово-вольфрамоносных лейкогранитов штока Аляскитовый (Северо-Восток России) // Отечественная геология. 2010. №5. С. 64-75.
5. Прокопьев А.В. Применение современных и изотопно-геохимических методов при изучении магматических образований и осадочных бассейнов Восточной Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы конференции. — Якутск: Издательский дом СВФУ. 2012. Т. II. С.95-97.
6. Тихомиров П.Л., Правикова Н.В. Возраст Удско-Мургальского вулканического пояса (Северо-Восток Азии): первые SHRIMP U-Pb даты по цирконам // Современное состояние наук о Земле. — М.: 2011. С.1871-1874.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРОЗНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Захаров Е.В.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Изменение термодинамического состояния горной породы (нагрев-охлаждение, промерзание-оттаивание, образование и накопление льда, его таяние и т.д.) приводит к изменениям объема породы, возникновению напряжений в ней, и в конечном итоге к появлению трещин и нарушению структуры породы.

В районах Севера, а также местах распространения криолитозоны, с уменьшением глубины залегания, увеличивается влияние знакопеременных температур на процессы выветривания горных пород. Такое циклическое замораживание-оттаивание горных пород в конечном итоге приводит к их дезинтеграции. В связи с этим, в технологическом плане, значительный интерес представляет использование циклов замораживания-оттаивания для предварительного разупрочнения горных пород.

В ИГДС СО РАН проведены экспериментальные исследования по установлению влияния морозного выветривания на карбонатные породы и кимберлит алмазных месторождений Якутии. Образцы горных пород, произвольной формы класса -20+10 мм, в течение двух суток насыщали дистиллированной водой и 5% раствором $NaCl$, а затем помещали в морозильную камеру с температурой $-20^{\circ}C$. При достижении температуры $-20^{\circ}C$ процесс замораживания заканчивали, образцы вынимали из морозильной камеры и размораживали. Таким образом, проходил один цикл замораживания-оттаивания. Исследуемые породы подвергались воздействию 1, 3, 5 и 10 циклов.

Уже после первого цикла замораживания-оттаивания наблюдалась частичная дезинтеграция образцов. Дальнейшее воздействие циклов замораживания–оттаивания значительно увеличивало массу самопроизвольно дезинтегрировавшегося материала. После воздействия заданного количества циклов образцы вынимались из воды, высушивались и подвергались ситовому анализу.

Ситовой анализ показал, что уже после трех циклов замораживания-оттаивания в 5% растворе соли (известняк карьера «Удачный») и воде (известняк карьера «Айхал», рис. 1), а также после первого цикла в дистиллированной воде (известняк карьера «Удачный», рис. 2) около 30% исходного материала перешло в меньшие классы крупности без механического воздействия.

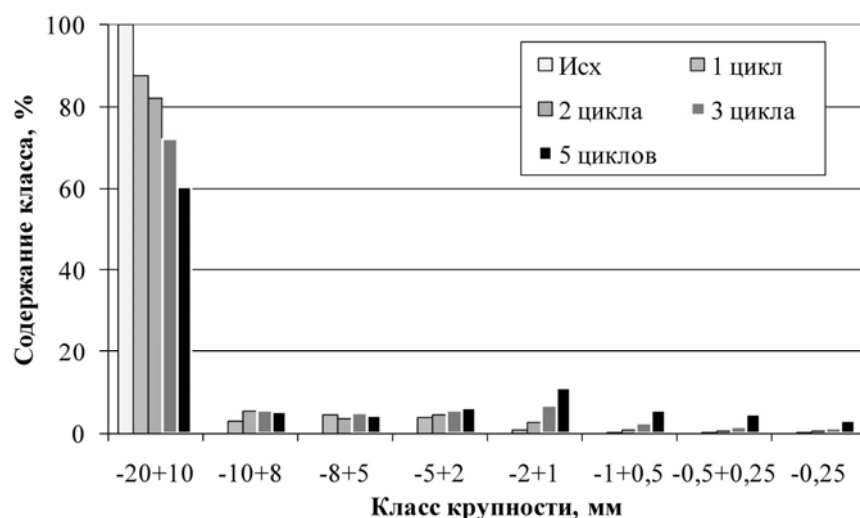


Рис. 1. Ситовой анализ известняка к. «Айхал» после воздействия циклов замораживания-оттаивания в водной среде

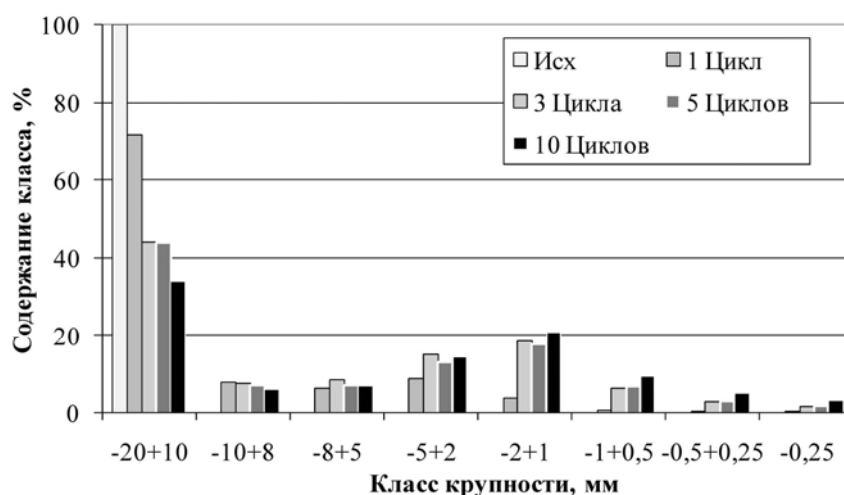


Рис. 2. Ситовой анализ известняка к. «Удачный» после воздействия циклов замораживания-оттаивания в водной среде

На рис. 3 приведены данные по ситовому анализу водонасыщенного кимберлита трубки «Интернациональная» после воздействия циклов замораживания-оттаивания. Из приведенной гистограммы видно, что насыщение кимберлита дистиллированной водой в течении 2 суток приводит к тому, что около 10% первоначальной массы кимберлита самопроизвольно дезинтегрируется и переходит в меньшие классы крупности. Воздействие 3-х циклов замораживания-оттаивания приводит к дезинтеграции 70% исходного материала, в дальнейшем после 10 циклов

замораживания-оттаивания в исходном классе крупности остается лишь 20% материала.

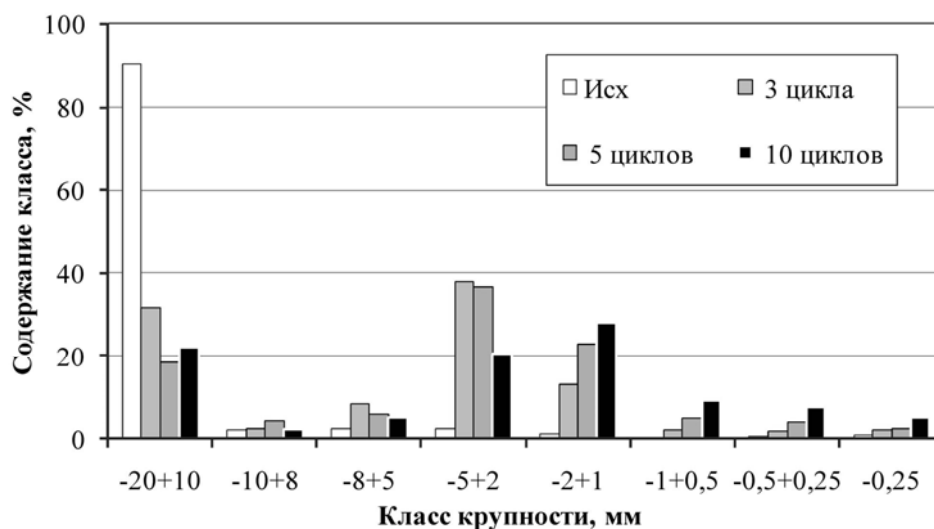


Рис. 3. Ситовой анализ кимберлита трубки «Интернациональная» после циклов замораживания-оттаивания в водной среде

Аналогичные данные были получены при испытаниях кимберлита рудника «Мир». Воздействие 3 циклов замораживания-оттаивания приводит к разрушению 80% исходного материала. При увеличении количества циклов масса дезинтегрировавшегося материала постепенно увеличивается. Полученные экспериментальные данные хорошо согласуются с исследованиями по дезинтеграции кимберлита трубки «Удачная», проведенными ранее в институте. Исследования показали, что под влиянием трех циклов замораживания-оттаивания кимберлит трубки «Удачная» дезинтегрируется на 90%.

Необходимо отметить, что в результате циклического знакопеременного воздействия на кимберлит происходит накопление дезинтегрировавшегося материала в классах крупности -5+2 и -2+1 мм, что, в свою очередь, может привести к практически полному раскрытию кристаллов алмаза без механического воздействия (рис. 4).

Дезинтеграция исследованных пород, обуславливается накоплением и развитием различных дефектов в испытуемых образцах в результате воздействия на них циклического замораживания-оттаивания. В проведенных исследованиях установлено, что воздействие первых трех циклов замораживания-оттаивания в водной среде на кимберлит алмазных

месторождений Якутии приводит к дезинтеграции более 70% исходного материала без механического воздействия.



Рис. 4. Дезинтеграция кимберлита под влиянием циклов замораживания-оттаивания

Значительный интерес, в технологическом плане представляет возможность применения эффекта морозного выветривания при разработке полезных ископаемых. Полученные данные могут быть использованы для управления механизмом разрушения и предварительного разупрочнения горных пород под воздействием циклических знакопеременных температур, возможна разработка технологии добычи и переработки горных пород с использованием естественных источников тепла и холода.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕНТГЕНОВСКИЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ

Захваев С.Г.

Bruker AXS, г. Новосибирск, zsg@bruker.ru

При проведении современных геологических исследований и часто встает вопрос определения химического и минералогического состава материалов с высокой скоростью и точностью.



Элементный состав или, как его еще называют, химический состав, удобно и быстро определяется методом рентгенофлуоресцентного анализа. Его основные преимущества заключаются в минимальных трудозатратах на подготовку проб, быстром проведении измерений,



гибкости процедуры химического анализа, высокой точности воспроизводимости результатов и полной интеграции в автоматизированный технологический цикл. Компания Bruker предлагает современные высокоскоростные волнодисперсионные спектрометры S8 TIGER, позволяющие определять содержание элементов от бериллия до урана в концентрациях от долей ppm до 100%, а также настольный энергодисперсионный спектрометр S2 RANGER.



Фазовый и структурный анализ производится методом рентгеновской дифракции. Для решения этих задач предлагаются дифрактометры D8 ADVANCE, D2 PHASER, позволяющие анализировать широкий круг материалов. Применение термокамеры, позволяющей нагревать или охлаждать образцы in-situ, существенно расширяет возможности аналитической

лаборатории для моделирования

процессов производства. Если необходимо только определять количественный и качественный фазовый состав, размеры кристаллитов, то стоит обратить внимание на компактный дифрактометр D2 PHASER, помещающийся на рабочем столе, и требующий для работы только электропитание. Управляющий компьютер, система охлаждения интегрированы в дифрактометр.



Фирма имеет большой опыт применения аналитических приборов в исследовании, разработке и производстве различных материалов, что позволяет нашим специалистам помогать пользователям отрабатывать методики конкретных аналитических задач, включающих вопросы пробоподготовки и калибровки аналитических систем.

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛЯСКИТОВОЕ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Заякина Н.В.¹, Гамянин Г.Н.^{1, 2}

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

n.v.zayakina@diamond.ysn.ru

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,*

минералогии и геохимии РАН, г. Москва

ggn@igem.ru

Месторождение Аляскитовое расположено в нижнем течении рч. Арангас, притока р. Эльга, (бассейн реки Индигирка, Восточная Якутия). Оно относится к касситерит-силикатно-сульфидному типу оловорудных месторождений и приурочено к одноименному штоку лейкогранитов, которые Недосекин Ю.Д. [3] относит к литий-фтористому типу, а Зайцев А.И. и Бахарев А.Г. [1] - к плюмазитовым редкометальным гранитам. В лейкогранитах развиты участки площадной грейзенизации, а около жил

развита интенсивная околожильная грейзенизация мусковит-турмалин-апатит-флюоритового состава. В жилах развит последовательный ряд минеральных ассоциаций: кварц-1-мусковит-апатит-турмалин-берилл-молибденит-1-вольфрамит-касситерит-кварцевая; пирит-арсенопиритовая; халькопирит-сфалерит-галенит-1-флюорит-триплитовая; матильдит-висмутиновая; регенерированная кварц-2-галенит-2-молибденит-2-серебровисмут-сульфосольная; кварц-3-гюбнерит-кальцитовая. Среди сульфидов преобладает арсенопирит (до 10%), несколько реже (до 7%) встречается пирит. В количестве первых % присутствуют халькопирит, станнин, сфалерит. На долю остальных сульфидов и сульфосолей суммарно приходится не более 3%. На верхних уровнях оруденения отмечается интенсивное окисление сульфидов, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Здесь же, но чаще на более глубоких эрозионных уровнях, наблюдаются вторичные перемещенные минералы, которые локализуются в пустотах и трещинах. Они нередко локализуются среди микропустот, образованных первичными жильными и рудными минералами, которые окислению не подвержены. Обычно это белые, светло-серые и серые тонкозернистые скопления, заполняющие пустоты целиком. В таких случаях они представлены чаще всего порошковатой массой. Но нередко в не заполненных пустотах присутствуют разнообразные сфероподобные образования, представленные сростками мельчайших кристаллов. По своему составу они отвечают различным сочетаниям элементов P, As, Mn, Al, Si, S, входящих в состав первичных минералов. Исследование минерального состава проведено методами рентгенофазового (микродифрактометр D8 DISCOVER, рентгеновский аппарат UPC – 0.3, фотометод, камера 57.3 мм) и микрозондового (сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) фирмы JEOL JSM-6480LV) анализов.

В результате проведенного исследования вторичных минералов установлено присутствие минералов из классов фосфатов, арсенатов, сульфатов, фторидов. Кроме того, нами обнаружен новый минерал – арангасит – водный фосфат-сульфат-фторид алюминия - $\text{Al}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4) \text{F} \cdot 7.5 \text{H}_2\text{O}$, As – содержащий арангасит и несколько неизвестных минералов. Некоторые минералы являются редкими и известны лишь единичные их

находки (санхуанит, колквиирит, синканкасит). Далее приведен список найденных минералов, результаты рентгенографии и (или) химического анализа даны только для редких минералов.

Фосфаты – штрэнгит ($\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), таранакит ($\text{K}_3\text{Al}_5(\text{PO}_4)_2(\text{PO}_3\text{OH})_6 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$), синканкасит ($\text{MnAl}(\text{OH})(\text{PO}_3\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), флюэллит ($\text{Al}_2\text{F}_2(\text{OH})(\text{PO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). Синканкасит – редкий минерал обнаружен в смеси со слюдой. Наиболее сильные отражения для синканкасита (d – межплоскостные расстояния, I интенсивность отражений) $d(I)$ следующие: 9.2(100), 5.37(40), 5.02(70), 4.59(60), 2.823(30), 2.710(35) позволяют диагностировать его однозначно. Значения $d(I)$ для эталонной рентгенограммы синканкасита № 042-0597, PDF–2 следующие: 9.20(100), 5.41(50), 5.06(60), 4.58(40), 2.943(30), 2.834(40), 2.701(40). Флюэллит более распространен, чем синканкасит, но на территории Якутии найден впервые. Минерал хорошо диагностируется по рентгенограмме. Основные отражения $d(I)$: 6.44(88), 4.94(38), 3.247(100), 3.090(47), 2.761(32), 2.744(26), 2.661(43) неплохо соответствуют значениям $d(I)$ эталонной рентгенограммы № 037-0450: 6.51(100), 4.980(14), 3.247(40), 3.091(18), 2.748(10), 2.669(11). Результаты СЭМ: F – 11.85; Al_2O_3 – 30.08; P – 22.27; H_2O – 40.77; $-\text{O}=\text{F}_2$ – 4.97 wt.%.

Арсенаты представлены в основном минералами из ряда скородит ($\text{Fe}_2\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) – мансфилдит ($\text{Al}_2\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и фосфоскородитом. Содержание окиси фосфора в последнем колеблется в широком диапазоне – от следов до 30%. Нередко встречаются его зональные почки, различающиеся различным соотношением окиси фосфора и мышьяка.

Сульфаты – чаще всего это гипс в смеси с фосфатами и арсенатами, реже Na и K-ярозит, санхуанит. Новый минерал арангасит – $\text{Al}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)\text{F} \cdot 7.5\text{H}_2\text{O}$ (состав: F – 4.58; Al_2O_3 – 26.64; P_2O_5 – 17.20; SO_3 – 19.10; $-\text{O}=\text{F}_2$ – 1.93; H_2O^+ – 34.24 wt.%) [4] и его As содержащая разновидность (содержание As_2O_5 варьирует от 0.2 до 2%) имеют близкие рентгенограммы, приведены значения $d(I)$ для арангасита 10.57(36), 9.60(100), 7.123(23), 5.295(34), 4.191(29), 3.218(50), 2.870(20). Редкий сульфат – санхуанит ($\text{Al}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) зафиксирован только на СЭМ. По составу (Al_2O_3 – 22.31; P_2O_5 – 16.34; SO_3 – 19.27; Fe_2O_3 – 0.41;

As₂O₅ – 1.16; F – 1.7; –O=F₂ – 0.7; H₂O⁺ – 39.5 wt.%) минерал близок к ранее найденному в Якутии [2], отличаясь от последнего наличием небольшого количества мышьяка и фтора.

Помимо описанных вторичных минералов при исследовании был обнаружен колквириит (LiCaAlF₆) – редкий акцессорный минерал. Основные линии на рентгенограмме d(I) – 3.959(23), 3.236(73), 2.221(100), 1.975(23), 1.734(76) соответствуют эталонным значениям: карточка № 43-1481, d(I) – 3.959(60), 3.223(100), 2.221(90), 1.976(40), 1.735(80). Обнаружено несколько минералов фосфат – фторидов алюминия, марганца, кальция с разным соотношением атомов, аналогов которым по химическим составам не найдено.

Авторы признательны Гороховой Л.Н. (ИГДС СО РАН) за помощь в съемке рентгенограмм на микродифрактометре, Лесковой Н.В. за выполнение микрозондовых анализов, Трониной Т.Ф за съемку и расчет дебаеграмм.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проекты 12-05-00623а, 12-0598506 р-восток-а.

Литература:

1. Зайцев А.И., Бахарев А.Г. Экстенсивные параметры формирования олово-вольфрамоносных лейкогранитов штока Аляскитовый (Северо-Восток России). Отечественная геология. 2010. № 5, С. 64-75.
2. Лазебник К.А., Заякина Н.В., Суплецов В.М.. Первая находка в России редкого минерала – санхуанита // Докл. АН, 1998, том 362, № 2, С. 233-235.
3. Недосекин Ю.Д. Редкометальные граниты Северо-Востока СССР // М.: Наука, 1988. 141С.
4. Gamyanin, G.N., Zayakina, N.V. and Galenchikova, L.T. (2012) Arangasite, IMA 2012-018. CNMNC Newsletter No. X, Month 2012, page X; Mineralogical Magazine, XX, XXX-XXX.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДРЕВНИХ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

Зедгенизов А.Н., Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Высокотемпературные метаморфические комплексы слагают мощную (десятки километров) кристаллическую кору, обнажающуюся на древних щитах. Почти до конца прошлого столетия эти комплексы обычно рассматривались как метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы. Но постепенно стали появляться данные, не согласующиеся с этим предположением. Оказалось, что в этих комплексах, в отличие от большинства осадочных толщ, отсутствуют протяженные маркирующие горизонты и их геологические разрезы плохо коррелируются между собой, что сильно затрудняет их картирование. Для них не характерны метаморфизованные конгломераты, каустобиолиты и глубоководные осадки. В этих комплексах преобладают ортопороды, но отсутствуют реликты вулканокластов, а также синхронное с ними оруденение и гидротермально измененные породы, типичные для районов фанерозойского вулканизма и гранитного магматизма.

В этих комплексах наблюдается очень выдержанное ареальное распространение высокотемпературных минеральных парагенезисов и отсутствуют постепенные переходы в одновозрастные слабо метаморфизованные породы. В них обычно фиксируются кульминационная и регрессивная стадии метаморфизма и отсутствует прогрессивная. Конформные контакты между породами разного состава, присутствие ранней изоклиальной складчатости и часто амёбовидная форма тел свидетельствуют об очень высокой их пластичности во время ранней высокотемпературной стадии и о широком проявлении в них процессов пластичного течения.

Все эти особенности высокотемпературных метаморфических комплексов указывают на неповторимость раннего этапа геологической эволюции Земли. Природа этой неповторимости долгое время оставалась неясной. В связи с этим архей иногда называли «окаменевшей бессмыслицей». Полученные в последние десятилетия планетологические и петрологические доказательства горячей аккреции и фракционирования на Земле глобального океана магмы позволяют понять природу специфики раннедокембрийских высокотемпературных комплексов.

По разработанной модели [1] импактное плавление выпадавшего силикатного вещества при аккреции Земли привело к формированию на ранее возникшем ядре глобального океана магмы. Его придонная часть кристаллизовалась и фракционировала под влиянием роста давления новообразованных верхних частей. Вследствие пониженной еще силы тяжести на растущей Земле и небольшой глубины океана фракционирование происходило при низком (менее 3 кб) давлении. Это обусловило образование кислых остаточных расплавов при высокой степени кристаллизации и толеитовых – при низкой. Кислые расплавы, вследствие пониженной плотности, накапливались в верхней части океана и сформировали его кислый слой. После прекращения аккреции конвекция при остывании в расслоенном магматическом океане происходила только в пределах однородных по составу слоев, то есть была ограниченной. Поэтому кристаллизация океана протекала в основном сверху вниз и была очень длительной. Кристаллизация и фракционирование кислого слоя привели к образованию серых гнейсов и эндербитов из кумулатов и гранитов и чарнокитов – из остаточных расплавов.

При таком генезисе вещества кристаллической коры наиболее неясно происхождение парапород (карбонатных, кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов), небольшие тела которых присутствуют среди большинства ортогнейсов. Об их генезисе позволяет судить построенная дендрограмма сонахождения различных пород в метаморфических комплексах Суннагинского блока восточной части Алданского щита (рис. 1). Она иллюстрирует существование двух мегаассоциаций гнейсов – бедных кальцием (без кальцийсодержащих темноцветных минералов) и богатых им

(с амфиболом и клинопироксеном). Породы первой занимают примерно 90 % поверхности Суннагинского блока площадью несколько десятков тысяч квадратных километров. Несомненные парапороды представлены кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Бедные кальцием кварциты и высокоглиноземистые гнейсы обнаруживают тесную пространственную связь между собой и с бедными кальцием породами – биотит-гранатовыми и гиперстен-гранатовыми. Очень богатые кальцием мрамора и кальцифиры чаще всего приурочены к обогащенным этим компонентом амфибол- и клинопироксенсодержащим гнейсам и кристаллическим сланцам.

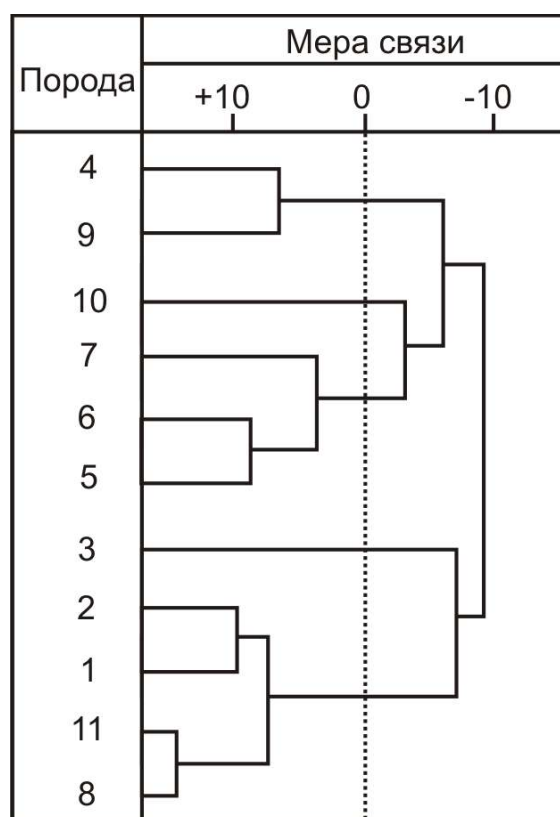


Рис. 1. Дендрограмма сонахождения пород. Гнейсы: 1 – биотит-гранатовые; 2 – гиперстен-гранатовые; 3 – гиперстеновые; 4 – амфибол-гиперстеновые; 5 – амфиболовые; 6 – амфибол-диопсидовые; 7 – диопсидовые; 11 – высокоглиноземистые. 8 – кварциты. 9 – основные кристаллосланцы. 10 – мрамора и кальцифиры.

Существование этих связей указывает на формирование рассматриваемых парапород в результате химического выветривания затвердевших участков кислых магм под влиянием мощной горячей

агрессивной газовой-паровой оболочки. При этом процессе происходило оглинивание полевых шпатов. Вследствие высокой температуры в это время еще не существовали обширные водоемы и водные потоки. Поэтому глинистый материал выдувался под влиянием ветра и формировал богатые им участки на поверхности затвердевших магм. Устойчивые к выветриванию и более крупные зерна кварца менее перемещались и образовывали собственные скопления. При разложении амфибола и клинопироксена кальций и магний связывались с углекислотой и формировали карбонаты.

Верхние затвердевавшие части кислых магм постепенно становились плотнее ниже залегающих мало закристаллизованных расплавов, поэтому они периодически погружались вместе с расположенными на них скоплениями глинистого материала, кварца и карбонатов. Под влиянием высокой температуры окружающих магм эти скопления метаморфизовались и превращались соответственно в высокоглиноземистые гнейсы, кварциты, мрамора и кальцифиры. Вследствие огромной мощности кислого слоя (десятки километров) и всего магматического океана (около 240 км) их остывание было очень длительным (для кислого слоя более миллиарда лет). Это приводило к многократному повторению процессов накопления продуктов выветривания, погружения их и метаморфизма. Такое происхождение объясняет почти повсеместное присутствие типичных парапород среди ортогнейсов, залегание их в виде конформных относительно маломощных тел, массовое распространение признаков пластичного течения в этих породах в высокотемпературную стадию и преобладание в комплексах очень крутых углов залегания пород.

Такой генезис высокотемпературных комплексов полностью объясняет и другие их специфические особенности – огромный объем, преимущественно кислый состав и магматическую природу, отсутствие маркирующих горизонтов, ареальный характер распространения высокотемпературных парагенезисов, древний возраст и огромную длительность процессов образования. Большое давление и температура в них и в мощной газовой-паровой оболочке приводили к рассеиванию в

последней отделявшихся из магм флюидов и рудных компонентов и являются причиной обычно отсутствия в этих комплексах связанного с ними гидротермального оруденения.

Литература:

1. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Palmarium Academic Publishing, 2012. 579 с.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Зинчук Н.Н.

ЗЯНЦ АН РС (Я), г. Мирный (nnzinchuk@rambler.ru)

Кимберлит – общее название разнообразных по облику пород, заполняющих на докембрийских платформах диатремы, а также (что значительно реже) дайки, жилы и силлы. Порода сложена магматическим цементом, в названных эффузивно-интрузивных телах полностью изменённым и обломками пород, составляющих в некоторых трубках до 80% всей массы кимберлита [1-3]. Среди них преобладают обломки пород чехла и кристаллического фундамента (главным образом, верхних его слоёв). По существу трубочный кимберлит представляет собой взрывную брекчию, в которой переход внедрения первичного магматического вещества в диатрему происходит в пределах осадочного чехла или верхних горизонтов кристаллического фундамента. Первичный магматический цемент состоял в основном из микрозерен оливина, перовскита, энстатита и шпинели. В настоящее время он полностью изменён и превращён в тонкозернистый агрегат серпентина, кальцита, флогопита, магнетита, водных алюмосиликатов, иногда монтчеллита и других минералов. Редко среди обломков встречаются глубинные ксенолиты. Большинство исследователей считают [1-3] их отторженцами дифференцированной

верхней мантии, а некоторые – кумулянтами магматических очагов. Ксенолиты представлены различными дунитами, перидотитами, пироксенитами, эклогитами и другими ультрамафитами. В виде вкрапленников присутствуют хромистый гранат-пироп, хромшпинелиды, хромдиопсид, энстатит, оливин, алмаз, низкохромистый гранат, магнезиальный ильменит, пикроильменит, флогопит и др. Не всегда ясно кристаллизовались ли минералы-вкрапленники из основной массы – цемента или являются продуктами дезинтегрированных мантийных пород. В некоторых кимберлитовых трубках присутствуют автолиты, то есть включения кимберлита различных генераций. По разработанной нами [3] классификации выделяется три типа кимберлитов: *I* – магнезиальный, *II* – железисто-магнезиальный и *III* – щелочной, титано-магнезиальный. По содержанию алмазов *I* и *II* типы делятся на подтипы: высокоалмазоносные (промышленные) и убогоалмазоносные. *Подтип 1А* – высокоалмазоносные кимберлиты с низким содержанием индикаторных минералов (ИМК), особенно пикроильменита. Преобладают высокохромистый пироп, хромшпинелид и алмазы октаэдрического габитуса. Суммарное количество рудных минералов в матрице пониженное. Нодули пород верхней мантии, представленные гранатовыми оливинитами, дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, пироксениты и эклогиты редки. *Подтип 1Б* – отличается от предыдущего подтипа кимберлитов тем, что содержит средне- и низкохромистые пиропы. Преобладают комбинационные и ромбододекаэдрические габитусы кристаллов алмазов, встречаются их округлые разновидности. *Подтип 2А* – магнезиальные кимберлиты с повышенным содержанием суммарного железа и титана. Содержание ИМК повышено, преобладают пикроильмениты, средне-низкохромистые пиропы, хромшпинелиды редки, встречаются гранаты пироп-альмандинового состава. Превалируют нодули лерцолитов, отмечаются ильменитовые гипербазиты, пироксениты и эклогиты. Алмазы имеют октаэдрический и комбинационный габитусы. *Подтип 2Б* – отличается от предыдущего подтипа кимберлитов преобладанием низкохромистого пироба. Спектр мантийных нодулей широк. Повышено количество рудных минералов. Среди алмазов преобладают ромбододекаэдриты и их

округлые разновидности. *III тип* – калиевые, титано-магнезиальные кимберлиты с повышенным содержанием некогерентных элементов и флогопита. Содержание ИМК самое разнообразное при этом преобладает пикроильменит. Ксенолиты мантийных пород единичны и представлены слюдитами, слюдистыми и ильменитовыми пироксенитами.

Близка к железисто-магнезиальному типу кимберлита пикрит-оливиновая вулканическая и гипабиссальная порода. Сближает пикрит с кимберлитом присутствие в нём хромшпинелида и граната пироп-альмандинового состава. Отличается пикрит от кимберлита присутствием клинопироксена (авгита, титано-авгита и диопсид-авгита), амфибола, повышенным содержанием биотита и флогопита, иногда основного плагиоклаза. Кимберлит можно отнести и к семейству пикритов, но к безпироксеновым щелочным их разностям с типоморфными минеральными включениями, представленными хромистым пиропом, пикроильменитом, хромдиопсидом, хромшпинелидами, иногда с алмазом. Другое отличие обычных пикритов от кимберлитов состоит в том, что структура первых всегда зернистая (средне- или тонкозернистая). Обычны также порфировые и порфировидно-пойкилитовые структуры, обусловленные наличием фенокристаллов оливина с хорошей кристаллографической огранкой. Кроме оливина, часты фенокристаллы клинопироксенов, амфибола и слюды. Структура основной массы микролитовая или витрофировая. Микролиты представлены клинопироксеном, плагиоклазом, погруженными в стекловатую массу, в той или иной степени замещённую серпентином. Кимберлиты, в отличие от пикритов и других ультраосновных пород, глубоко метасоматически изменены (в особенности характерна серпентинизация). Другой характерной чертой, указывающей на геологическое своеобразие кимберлитов, является присутствие в них коровых и мантийных ксенолитов и брекчиевая текстура, благодаря которой при значительном содержании коровых ксенолитов порода приобретает облик настоящей обломочной брекчии. Эффузивные и гипабиссальные породы из семейства пикритов (кроме кимберлитов), а также ультраосновные и ультраосновные-щелочные расслоенные массивы с карбонатами на докембрийских

платформах обычно сопутствуют рифтовым структурам. В древних и молодых складчатых областях встречаются полнокристаллические гипабиссальные интрузии из семейства пироксенитов, перидортитов, дунитов, гарцбургитов и лерцолитов.

В целом, бесспорная геолого-тектоническая особенность кимберлитов – исключительная приуроченность к докембрийским платформам, локализация преимущественно в диатремах, что определяет кластически-порфировидную или порфировую структуру с присутствием типоморфных минеральных вкрапленников пироба, пикроильменита, хромдиопсида, хромшпинелида, а иногда и алмаза. Поскольку тектоническая проницаемость древних платформ весьма низкая, происхождение кимберлитов в тектоническом аспекте далеко не очевидно. Современные гипотезы относительно глубин залегания магматических очагов, продуцировавших кимберлиты, опираются на температуры и давления, при которых происходило образование некоторых минеральных парагенезисов мантийных ксенолитов. При этом рассматриваются как отторженцы мантийных пород, захваченных кимберлитовой магмой при прохождении по глубинному разлому, поэтому полученные данные характеризуют докимберлитовые *P-T*-условия, существовавшие в мантии. О возрасте этих условий можно судить по возрасту мантийных ксенолитов кимберлитовых трубок. Данные по абсолютному возрасту мантийных ксенолитов, опубликованные в различных литературных источниках, весьма немногочисленны. Они получены различными методами (K-Ar, Re-Os, Sm-Nd модельные датировки) и характеризуются значительным разбросом: 3,1; 2,5; 0,8; 0,6 млрд. лет. Более постоянные (3,5-3,1 млрд. лет) данные о возрасте алмазов из кимберлитов и родственных им пород из диатрем Якутии, определённый по сингенетическим включениям. Они довольно разнообразны, но включения хромита, оливина, хромистого пироба говорят о кристаллизации алмазов в кимберлитовой магме и свидетельствуют не в пользу гипотезы о некимберлитовых источниках алмазов, что кимберлиты являются лишь транспортерами. Указанные данные по возрасту трубчатых алмазов примерно совпадают с возрастом (4,0-3,5 млрд. лет) становления первичной континентальной коры. В

последнее время появилась информация о том, что максимальный возраст коры древнейших материков, распавшихся на торрейны, из которых сформировалась Сибирская платформа, равен 3,1 млрд. лет. Эта гипотеза по-существу является ревизией старых представлений о наличии в коре Сибирской платформы катархейских (3,8-3,5 млрд. лет) плагиогнейсов, являющихся её первичными материнскими ядрами, вокруг которых в течение последующей архейско-раннепротерозойской истории происходило дальнейшее наращивание океанической коры.

Литература:

1. Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии.-М.:Недра. 1964. 192 с.
2. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Брахфогель Ф.Ф. и др. Кимберлитовый магматизм и алмазоносность северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1982. №-12.С.64-75.
3. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира.- М.:Недра, 1998. 556 с.

О ПРОГНОЗИРУЕМЫХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКАХ АЛМАЗОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.

ЗЯНЦ АН РС (Я), г. Мирный

nnzinchuk@rambler.ru

Важнейшей задачей для северо-востока Сибирской платформы (СП) является выяснение коренных источников алмазов в богатых россыпях этого региона. В связи с этим нами [1,2] проведено сопоставление типоморфных свойств алмазов из кимберлитовых трубок и россыпей СП и Архангельской алмазоносной провинции (ААП). Как известно, коренных источников для абсолютного большинства россыпей

северо-востока СП к настоящему времени не установлено. Это подчеркивается тем, что алмазы из имеющихся в регионе кимберлитовых тел отличаются по своим кристалломорфологическим признакам и физическим свойствам от минерала из россыпей. Для сравнения нами были выбраны алмазы кимберлитовых трубок им.Ломоносова, Пионерская, Поморская, им.Карпинского-1, Кольцовская, Первомайская Золотицкого рудного поля ААП и кристаллы из некоторых диатрем Верхнемунского (Заполярная), Омонос-Укукитского (Ленинград) и Куранахского (Малокуонапская, Университетская) северо-востока СП. Выбор конкретных диатрем для сравнительного анализа определялся как представительностью коллекции изученных алмазов, зависящей от алмазоносности кимберлитов и стадийности проведенных геологоразведочных работ, так и присутствием в отдельных кимберлитовых телах кристаллов нескольких классов крупности. Последнее обстоятельство необходимо подчеркнуть, так как для алмазов из кимберлитов обеих провинций ранее нами [2] была установлена явная зависимость их кристалломорфологических и физических особенностей от размеров кристаллов. Критериями сравнения являются кристалломорфология, фотолюминесценция, содержание азота в форме А-центра, изотопия углерода и минеральный состав твердых включений в алмазах. Кристалломорфологическое описание индивидов осуществлялось с использованием минералогической классификации алмазов Ю.Л.Орлова [3], с выделением дополнительных типов по габитусу и особенностям морфологии граней. Поскольку разновидности алмазов данной классификации являются морфогенетическими, а типы кристаллов, выделенные в пределах разновидностей, несут дополнительную информацию о постгенетических процессах, оказавших влияние на изменение первоначального облика индивидов, установленный на их основе морфологический спектр алмазов каждого из исследованных объектов в определенной степени отражает их онтогению. Именно по этой причине в основе нашего сопоставления лежит кристалломорфологическое описание многогранников. Алмазы крупного класса (-4+2 мм) изученных трубок Лено-Анабарской субпровинции представлены исключительно 1

разновидностью, тогда как в трубках ААП содержание такого рода кристаллов составляет примерно 60-70%. Алмазы П разновидности, во многом определяющие специфику морфологических и физических особенностей архангельских диатрем, отсутствуют в крупных классах камней из кимберлитовых тел северо-востока Якутии, однако они появляются в более мелких классах.

Сопоставляя кристалломорфологию алмазов из кимберлитов ААП и северо-востока СП можно отметить некоторые особенности: а) с уменьшением размера кристаллов возрастает количество плоскогранных остросребренных октаэдров и их сростков во всех изученных кимберлитовых трубках, а также общее содержание октаэдрических многогранников; б) содержание типичных округлых алмазов превышает долю ламинарных додекаэдроидов; в) среди сопоставляемых объектов выделяются такие, алмазы которых обнаруживают определенные черты сходства, выражающиеся в близком соотношении разновидностей кристаллов или морфологических типов многогранников в пределах одинаковых разновидностей, а также общих тенденциях изменения морфологического спектра кристаллов (в зависимости от их размера), что указывает на общие закономерности как зарождения и роста кристаллов алмаза из отдельных диатрем двух разных кимберлитовых провинций на различных платформах, так и последующих процессов их окислительного растворения; эти кимберлитовые трубки можно сгруппировать на основании отмеченных морфогенетических признаков алмазов с целью анализа полученных данных в совокупности с информацией о геологической позиции диатрем, их возрасте и особенностях вещественного состава кимберлитов, а также их использования как для генетических построений, так и в прогнозно-поисковых целях; г) выявляется определенная общая зависимость между соотношением некоторых морфологических типов алмазов в кимберлитовом теле и его алмазоносностью в целом; д) указанные черты сходства алмазов имеют общерегиональный характер, поскольку проявляются в диатремах, локализованных в пределах разных платформ; е) основное различие между алмазами сопоставляемых объектов заключается в отсутствии в диатремах

северо-востока СП кристаллов У и УП разновидностей; поскольку последние не встречены также в трубках Кольцовская и Первомайская, находящихся в непосредственной близости от месторождения им.Ломоносова, не исключена возможность существования в пределах изученных кимберлитовых полей северо-востока СП диатрем, в которых указанные разновидности могут быть обнаружены. В свою очередь, в крупном классе в ряде кимберлитовых тел преобладают алмазы с сине-голубой, розово-сиреневой, фиолетовой (в сумме) над алмазами с желто-зеленой фотолюминесценцией. Распределение крупных алмазов по цвету фотолюминесценции одинаково для кимберлитовых трубок им. Ломоносова, Пионерская, Заполярная, Поморская и им.Карпинского-1, в то время как в диатремах Малокуонапская и Ленинград оно имеет индивидуальный характер. По фотолюминесцентным особенностям алмазов среднего класса крупности (-2+1 мм) также выделяются диатремы им. Ломоносова, Пионерская и Заполярная, в которых преобладают кристаллы с розово-сиреневым, сине-голубым и фиолетовым свечением. В эту группу попадают и трубки Ленинград, Университетская, Первомайская, Кольцовская и Светлана. Во всех перечисленных диатремах многогранники этого класса с желто-зеленой фотолюминесценцией присутствуют в подчиненном количестве, но их доля, по сравнению с более крупным классом, возрастает.

В результате проведенных исследований можно утверждать, что основным морфологическим отличием алмазов из кимберлитовых диатрем северо-востока СП и ААП является отсутствие в первых многогранников У и УП разновидностей, особенности которых, наряду с кристаллами П разновидности, в значительной степени определяют специфику как трубок второго региона, так и большинства россыпей севера ЯАП. К выявленным чертам морфологического сходства алмазов сопоставляемых регионов относятся: а) преобладание среди многогранников 1 разновидности округлых кристаллов над ламинарными ромбододекаэдрами во всех классах крупности (за исключением диатрем Куранахского кимберлитового поля); б) увеличение содержания кристаллов октаэдрического габитуса в мелких классах по сравнению с более

крупными индивидами (за исключением трубки Малокуонапская); в) значительное совпадение морфологического спектра алмазов крупность от 0,5 до 2 мм из некоторых диатрем Золотицкого рудного поля с таковым трубок Заполярная (Верхнемунское поле), Университетская (Куранахское поле) и Ленинград (Омонос-Укукитское поле). По особенностям фотолюминесценции, содержанию азота в А-форме и парагенезису твердых включений между мелкими алмазами большинства сопоставляемых объектов наблюдается значительное сходство. Не исключено, что эти кристаллы представляют собой совокупность, в региональном плане отражающую генетическую специфику алмазов из коренных источников, расположенных по периферии Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Кроме прогнозирования на северо-востоке Сибирской платформы специфических кимберлитовых диатрем с алмазами «архангельского типа», характерных для ААП, для этого региона предполагается существование невыявленных коренных источников алмазов невыясненного генезиса (кимберлиты, лампроиты и другие типы пород) еще одной фазы магматизма, имеющей, вероятно, докембрийский возраст, так как значительное количество алмазов из россыпей этой территории характеризуется присутствием признаков древности, присущих известным терригенным алмазоносным докембрийским формациям (Бразилия, Африка и др.). Установлена также связь типоморфных особенностей алмазов с продуктивностью кимберлитов и охарактеризованы свойства алмазов различных эпох кимберлитового магматизма.

Литература:

- 1.Афанасьев В.П.,Зинчук Н.Н.,Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза.- Новосибирск: Гео, 2010, 650 с.
- 2.Зинчук Н.Н.,Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы.-М.:Недра, 2000, 538 с.
- 3.Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза.- М.:Наука, 1973, 223 с.

БУРОВЫЕ РАСТВОРЫ ДЛЯ ВСКРЫТИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ПРИ НИЗКОМ ДАВЛЕНИИ

Иванов А.Г.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

starosta-tr-07@mail.ru

Для качественного вскрытия продуктивного пласта с низким давлением необходимо соблюдать следующие требования к составу и свойствам бурового раствора:

- плотность промывочной жидкости должна быть такой, чтобы дифференциальное давление было близким к нулю.
- состав промывочной жидкости должен быть таким, чтобы ее фильтрат не способствовал набуханию глинистых частиц, увеличению гидрофильности породы, увеличению количества физически связанной воды в порах пласта;
- состав фильтрата бурового раствора должен соответствовать составу фильтра, заполняющего пласт, чтобы при проникании фильтрата в пласт не происходили такие физические или химические взаимодействия, в результате которых могут образовываться нерастворимые осадки;
- в составе промывочной жидкости необходимо иметь достаточное количество грубодисперсной твердой фазы, способной создавать закупоривающие мостики в трещинах и тем самым препятствовать глубокому проникновению промывочной жидкости в пласт;
- соленость и солевой состав фильтрата должны соответствовать солености и солевому составу пластовой воды;
- фильтрат промывочной жидкости, используемый для вскрытия нефтяных пластов, должен уменьшать поверхностное натяжение на границе фильтрат - нефть;
- водоотдача бурового раствора в забойных условиях должна быть минимальной [1];

Использование обычного глинистого раствора при вскрытии продуктивного пласта значительно ухудшает её коллекторские свойства.

Наименьшее влияние на продуктивность коллекторов оказывают растворы на нефтяной основе. Но этот раствор дорогостоящий и применяется только в отдельных оценочных скважинах [2].

Для массового вскрытия продуктивных пластов наиболее эффективными следует считать полимерные растворы. Техническим результатом является высокая выносная и удерживающая способность бурового раствора, низкая фильтруемость его в пласт и сохранение основных технологических параметров в условиях низкого пластового давления, солевой агрессии и повышенных температур. Полимерный буровой раствор для вскрытия продуктивных пластов, включающий биополимер ксантанового ряда, полианионную целлюлозу, ингибирующую добавку, карбонатный утяжелитель, модификатор, бактерицид и воду, содержит в качестве модификатора калиевую соль анионного сополимера акриламида «ТермопасTM 34» или поливиниловый спирт и дополнительно комплексную органическую добавку ФК 2000 плюс и пеногаситель, при следующем соотношении компонентов, %: биополимер ксантанового ряда - 0,3-0,5, полианионная целлюлоза - 0,4-0,7, ингибирующая добавка - 3,0-7,0, карбонатный утяжелитель - 5,0-12,0, указанный модификатор - 0,5-1,5, бактерицид - 0,1-0,2, указанная добавка - 0,5-1,0, пеногаситель - 0,02-0,05, вода - остальное.

Преимущество полимерных буровых растворов заключается в том, что такие растворы не образуют толстой корки, имеющей место в глинистых буровых растворах, которая приводит к налипанию на буровое оборудование, затрудняя процесс бурения. Благодаря низкому содержанию коллоидальных твердых частиц в растворе обеспечивается высокая скорость бурения, что, в конечном итоге, может существенно снизить стоимость бурения.

Буровые растворы на основе биополимеров обладают ярко выраженной псевдопластичностью, что способствует хорошему выносу выбуренной породы, особенно из горизонтального ствола. Кроме того, биополимеры способны разрушаться как самостоятельно, так и в

результате химической обработки, что способствует легкому освоению скважин после бурения.

Применение полимеров акриламида в буровых растворах также оправдано. Эффективность применения связана с особенностями их состава и строения. С помощью полимеров акриламида с определенными молекулярными характеристиками возможно успешное регулирование реологических и фильтрационных характеристик буровых растворов. Выбор реагентов для полимерных буровых растворов для вскрытия продуктивных пластов оказывает большое влияние на качество вскрытия пласта. Их синергизм действия должен быть таким, чтобы обеспечивать стабильность характеристик бурового раствора в процессе бурения и максимально сохранять коллекторские свойства вскрываемого продуктивного пласта [3].

Известен ряд буровых растворов для вскрытия продуктивных пластов, предназначенных для сохранения коллекторских свойств. Например:

- глинисто-меловый буровой раствор, имеет низкую фильтруемость из-за образования плотной глиномеловой корки, которая кольматирует пласт. Недостатком его является сложность при освоении скважины из-за затрудненной декольматации глинистых частиц.

- безглинистый буровой раствор, содержащий крахмал, биополимер, карбонатный утяжелитель, полигликоль, гидрофобизирующее поверхностно-активное вещество - ПКД-515, смазочную добавку - реагент ДСБ-4ТТ и воду, обладает рядом преимуществ: буровой раствор имеет низкие показатели фильтрации, обладает низкими значениями коэффициентов межфазного поверхностного натяжения и обладает гидрофобизирующей способностью, что позволяет улучшать фазовую проницаемость для нефти. Недостатком такого бурового раствора является то, что буровой раствор не обладает достаточной стабильностью из-за отсутствия надежного бактерицида, что приводит к быстрой биодеструкции полимеров, содержащихся в буровом растворе, и нарушению его технологических характеристик. Отмеченное положительное качество полигликоля, как

бактерицида, не совсем оправдано, т.к. полигликоль может лишь на непродолжительный период времени замедлить процесс биодеструкции [1].

Литература:

1. Булатов А.И., Макаренко П.П., Проселков Ю.М. Буровые промывочные и тампонажные растворы: Учеб. пособие для вузов. - М.: "Недра", 1998 г.
2. Пеньков А.И. Учебное пособие для инженеров по буровым растворам. - Волгоград, изд-во "Интернешнл Касп Флюидз", 2000 г.
3. Токунов В.И., Саушин А.З. Технологические жидкости и составы для повышения продуктивности нефтяных и газовых скважин. М.: ООО Недра-Бизнесцентр, 2004. - 711 с.

О СТРУКТУРЕ МАРИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Иванов Н.Н.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

dvann112@rambler.ru

Маринское рудное поле площадью около 25 км² располагается в бассейне руч. Мар, охватывая своим южным флангом левый борт руч. Ыныкчан и приустьевую часть руч. Наш.

В геологическом строении рудного поля принимают участие отложения наталинской и экачанской свит карбона, представленные переслаиванием пластов песчаников и алевролитов различной мощности. В ходе ранее проведенных геологосъемочных и поисковых работ по ручью Мар (Ыныкчанская партия, Стаценко Л.И., 1974 г., Геофическая партия, Целнаков В.Л., 1986-89 гг.) было откартировано 4 относительно крупных пачек песчаников, в соответствии с чем, предшественниками выделено в разрезе 4 уровня оруденения, связанных с зонами контактов пород с различными физико-механическими свойствами (песчаников и алевролитов).

В структурном отношении рудное поле представляется ими как полоса сближенных крутопадающих разрывных нарушений север-северо-восточного направления шириной 1,5-2,5 км. и длиной 7 км от истоков

ручья Мар до р. Ыныкчан, приуроченных к осевой части Маринской антиклинали. Последняя является основной пликтивной структурой поля и имеет отчетливое ассиметричное строение с относительно пологим (10-30°) падением пород на западном крыле и более крутым (30-80°) флексуобразным залеганием восточного крыла, осложненного мелкой складчатостью [1].

В пределах рудного поля известно мелкое месторождение Маринское (разведанное в свое время комбинатом «Джугджурзолото»), которое представлено субсогласной кварцевой жилой №12 в ядерной части Маринской антиклинали, мощностью от 0,3 до 3,0 м и протяженностью до 300 м. Кроме Маринского месторождения в пределах поля к настоящему времени известно более 18 проявлений и пунктов минерализации, пространственное положение большинства из которых в плане трассируют выделенные рудоносные структуры – крутопадающие зоны дробления [1]. Рудные тела представлены как отдельными маломощными кварцевыми телами (жилы 123, 11, 12, 11-А, рудное тело 1,2), так и системами сближенных кварцевых жил и прожилков.

По натурным наблюдениям автора и обобщениях ранее проведенных исследований в строении и условиях залегания рудных тел можно отметить следующие особенности: а) кварцевые жилы в подавляющем большинстве имеют небольшие мощности и протяженность; б) залегание кварцевых тел как согласное, так и секущее по отношению к вмещающим породам; в) основная масса кварцево-жильной минерализации локализуется в интенсивно рассланцованных и гидротермально измененных породах; г) минеральный состав оруденения кварц-карбонатный с убогой вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита галенита, очень редко арсенопирита [1]; д) анализ трещиноватости вмещающих пород выявляет две разновозрастные системы, закономерно располагающиеся вдоль надвиговой и сдвиговой динамокинематических плоскостей [2]; е) в интервалах интенсивно кливажированных межпластовых зон кварцево-жильные образования (жилы и прожилки) близдолготной и близширотной ориентировки закономерно располагаются вдоль взбросо-надвиговой динамокинематической плоскости.[2]; ж) близкое по вертикали положение

предполагаемого регионального близгоризонтального горизонта скольжения (детachment) в основании хатынахской свиты определило основной мотив структуры рудного поля [2].

Автором проведено простое построение методом заложения предполагаемого выхода на современную дневную поверхность одной из субсогласных зон интенсивного кливажа (гипсометрический уровень рудной зоны 2), которое показало его изумительное пространственное совпадение на плане рудного поля со всеми отмеченными ранее пунктами минерализации правого борта руч. Мар, водораздела ручьев Мар-Гудок, включая проявления Бурный и Динамитный в правом борту р. Ыныкчан. Даже учитывая явления рефракции в процессе развития любой трещиноватости слоистых толщ можно констатировать, что данный формальный факт является не случайным и требует объективного геологического осмысления.

Предлагается для обсуждения, в отличие от существующей точки зрения о рудоконтролирующем значении крутопадающих линейных зон дробления и смятия в пределах Маринского рудного поля, модель с очевидной главенствующей ролью пологопадающих межпластовых зон интенсивного кливажа горных пород в рудогенерирующих, рудоподводящих и рудолокализирующих процессах.

Основными рудоносными структурами (в геолого-промышленном понимании, рудными телами) Маринского рудного поля следует ожидать, по мнению автора, согласные с региональным залеганием пород пологие регионально субсогласные зоны интенсивного кливажирования пород надвиговой кинематики (локальные тектонические потоки по Е.И.Паталахе [3]), закономерно приуроченные к плоскостям контактов пород с различными физико-механическими свойствами. Неоднократное чередование этих плоскостей в разрезе пород наталинской свиты предопределяет теоретическую вертикальную ярусность оруденения, при этом, наиболее масштабное гидротермальное оруденение будет приурочиваться к ядерным и присводовым участкам поперечной к надвиговым деформациям складчатости различного масштаба (даже при условии их имманентности к ним).

Основная задача при геометризации подобных потенциально золотоносных структур видится в детальном картировании количества и определении вертикального размаха отдельных субсогласных зон интенсивного кливажирования пород.

Литература:

1. Окунев А.Е., Данилов В.П. Новые проявления золото-кварц-сульфидной формации Аллах-Юньской металлогенической зоны // Вестник ЯГУ. 2010. Т.7. №1. С.41-46.
2. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля. // Отечественная геология. 2011. №6. С.13-20.
3. Паталаха Е.И. Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М., Недра. 1985. 168 с.

О СОДЕРЖАНИИ ВАРИАТИВНОЙ ЧАСТИ ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ЦИКЛА ОСНОВНОЙ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЙ ПРОГРАММЫ ПОДГОТОВКИ СТУДЕНТОВ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ «ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ» В СВЯЗИ С ЕЕ ОРИЕНТАЦИЕЙ НА ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ РЕСУРСОВ РЕГИОНА (В РАМКАХ ФГОС ВПО)

Иванов Н.Н., Попов Б.И.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

dvann112@rambler.ru

В сравнении с предшествующими стандартами (ГОС-1, ГОС-2) новая редакция ФГОС ВПО выгодно отличается конкретностью постановки задач профессиональной деятельности специалистов, требований к структуре и результатам освоения основных образовательных программ (ООП), продуманностью перечня дисциплин (модулей) базовой (обязательной) части учебного профессионального цикла. Вариативная часть учебного

цикла обязана дать возможность расширения и углубления знаний, умений, навыков и компетенций, определяемых содержанием базовых дисциплин (модулей) с учетом региональных особенностей современного развития горно-геологической отрасли, как основного потребителя специалистов.

Республика Саха (Якутия) – крупнейший минерально-сырьевой регион Российской Федерации, для которого горно-геологическая отрасль является основой экономического развития. Грамотное рациональное промышленное освоение месторождений полезных ископаемых предполагает квалифицированное кадровое обеспечение, подготовленное с учетом сложившихся региональных особенностей их изучения, поисков, разведки и промышленного освоения.

Алмазодобывающая промышленность на ближайшую перспективу остается бюджет образующей отраслью республики и наращивание ее минерально-сырьевой базы – важная государственная задача. В подготовке специалистов для ее решения большая ответственность возлагается на геологоразведочный факультет СВФУ имени М.К.Аммосова, что соответствующим образом должно отражаться в специализированных курсах обучения студентов, вводимых в вариативную часть обязательной образовательной программы. Существующее на факультете геммологическое направление подготовки специалистов не в полной мере освещает алмазную тематику и требует некоторой корректировки в сторону углубления знаний студентов по вопросам условий формирования, поисков, разведки, геолого-экономической оценки россыпных и коренных месторождений алмазов, а также кристаллографии и минералогии алмаза. Введение в вариативную часть ООП дисциплин (модулей): «Геология, поиски и разведка алмазных месторождений», «Минералогия и экспертная оценка алмазного сырья» (возможно, с заменой существующих курсов «Геммология» и «Экспертная оценка драгоценных камней») с этой точки зрения представляется весьма актуальным и оправданным.

В общем балансе добычи приоритетных видов полезных ископаемых в республике все еще остается существенной доля россыпных месторождений (по золоту – до 70%, по алмазам – 8-10%). Эффективное рациональное освоение россыпей невозможно без знаний закономерностей

их образования, пространственной локализации промышленных контуров, геологического обоснования оптимальной методики их разведки. Учитывая этот факт, в качестве необходимого дополнительного модуля вариативной части профессионального учебного цикла рекомендуется введение курса «Геология и разведка россыпных месторождений».

Анализ и оценки послевузовской профессиональной деятельности выпускников факультета свидетельствуют о необходимости дополнительного формирования их компетенций в сфере изучения локальных условий пространственного размещения и прогнозирования оруденения на масштабных уровнях месторождений полезных ископаемых и отдельных рудных тел. Вариативная дисциплина «Структуры рудных полей и месторождений» в дополнение к дисциплинам ООП «Структурная геология», «Геотектоника и геодинамика», позволяет решить эту задачу.

Изменившееся положение с финансированием, структурной организацией и функционированием геологической службы в рыночных условиях, при которых основные объемы поисково-разведочных работ выполняются за счет собственных средств недропользователей (горно-добывающих предприятий), при постоянно усложняющихся горно-геологических условиях эксплуатации месторождений особую актуальность приобретают проблемы геологического обеспечения горного производства. Этими задачами занимается прикладная дисциплина «Горнопромышленная геология», введение которой в вариативную часть профессионального цикла дисциплин специализации «Геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых» позволяет повысить востребованность выпускников и, в конечном итоге, способствует повышению эффективности промышленного освоения минеральных ресурсов.

В связи с долгосрочными перспективными планами развития региона в части геологического изучения, поисков, разведки и освоения известных и нетрадиционных видов полезных ископаемых («Стратегия социально-экономического развития Дальнего Востока и Байкальского региона до 2025 года», мега-проекты по развитию Южной Якутии, программа перспективного развития Северо-Востока Якутии) неизбежно встает

вопрос о специализированной индивидуальной подготовке студентов по более широкому спектру геологических исследований (угольной, урановой, железорудной, редкометальной и другим тематикам). Решение этого важного вопроса возможно лишь через оперативное введение в вариативную часть базового профессионального цикла образовательной программы соответствующих дополнительных узко ориентированных дисциплин (модулей): «Геология и разведка месторождений радиоактивных металлов», «Геология и разведка угольных месторождений» и т.д.

Рекомендуемые ФГОС ограниченные объемы вариативной части профессионального цикла образовательной программы (15-20 зачетных единиц из общих 300) неизбежно ставят проблему «объемов и времени» в рамках требований существующего учебного плана и требуют активного внедрения инновационных технологий ее реализации, обсуждение которых выходит за рамки настоящего сообщения.

К ОЦЕНКЕ УСТОЙЧИВОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОРОДНЫХ ОБНАЖЕНИЙ

Иудин М.М.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В настоящее время проектирование вертикальных стволов осуществляется в соответствии с рекомендациями СНиП [1, 2]. В этом нормативном документе основой расчета является оценка устойчивости горных пород по показателю, представляющего собой отношение силы тяжести горных пород и прочности пород сжатию. На основе, которой производится расчет нагрузки на крепь вертикального ствола, и определяются параметры крепи.

Величину критерия устойчивости пород вокруг вертикальной выработки рекомендуется определять по формуле [1]:

$$C = \frac{k_{\Gamma} k_{сб} k_{\psi} H_p}{26,3 + k_{\alpha} R_C (5,25 + 0,0056 k_{\alpha} R_C)}, \quad (1)$$

где k_{Γ} – коэффициент, учитывающий взвешивающее действие воды: для участков вне водоносных горизонтов равен 1; для пород водоносных горизонтов определяется по данным специализированных организаций; $k_{сб}$ – коэффициент воздействия на ствол других выработок: для протяженной части равен 1; для сопряжений – 1,5; k_{ψ} – коэффициент воздействия на ствол очистных работ: для участков вне влияния очистных работ равен 1; для других участков принимается по данным специализированных организаций; k_{α} – коэффициент влияния угла залегания пород: для горизонтальных пластов равен 1; для остальных рассчитывается по СНиПу.

Расчетное сопротивление пород сжатию определяется по формуле:

$$R_C = R k_C, \text{ МПа} \quad (2)$$

где k_C – коэффициент, учитывающий нарушенность массива горных пород поверхностями без сцепления, либо с малой связностью (табл. 1).

Таблица 1

Коэффициент структурного ослабления [1]

Среднее расстояние между поверхностями ослабления пород, м	Коэффициент k_C
Более 1,5	0,9
От 1,5 до 1	0,8
От 1 до 0,5	0,6
От 0,5 до 0,1	0,4
Менее 0,1	0,2

Нарушенность горных пород оценивается средней величиной расстояния между трещинами и ослабленными поверхностями с малой связностью. В СНиПе этот показатель рекомендуется устанавливать по данным геологоразведочного бурения скважин, из которых извлекается керн горной породы. По качеству извлекаемого керна определяется коэффициент структурного ослабления (среднее расстояние между его естественными разломами). На основании этих данных в СНиПе рекомендуется определять категорию нарушенности горных пород (табл. 2).

Категории нарушенности горных пород по СНиПу [1]

Класс нарушенности пород	Характеристика нарушенности	Состояние нарушенности извлекаемого керна
I	Практически монолитные (исключительно крупноблочные)	Выход керна практически без разломов, среднее расстояние между разломами свыше 1,5 м
II	Малотрещиноватые (весьма крупноблочные)	Выход керна с разломами в среднем через 1-1,5 м
III	Среднетрещиноватые (крупноблочные)	Выход крупнокускового керна с разломами в среднем через 0,5-1 м
IV	Сильнотрещиноватые (среднеблочные)	Выход керна кусками с разломами в среднем через 0,1-0,5 м
V	Чрезвычайно трещиноватые (мелкоблочные)	Выход керна обломками и мелочью, разломы менее чем через 0,1 м

Отметим, что среднее расстояние между поверхностями ослабления пород (табл. 1) соответствует среднему расстоянию между разломами керна (табл. 2). Это позволяет на стадии геологической разведки определить коэффициент структурного ослабления горных пород, причем значения коэффициента носят фиксированный характер.

В докладе предлагается следующий способ расчета коэффициента структурного ослабления горных пород.

В работе [3] выведена формула для определения коэффициента k через величину интенсивности трещиноватости M_T :

$$k = \frac{1}{1 + \psi \cdot M_T} \quad (3)$$

где ψ – определяется соотношением δ/ζ ; M_T – модуль трещиноватости горной породы; δ – ширина раскрытия трещины; ζ – относительная площадь фактического касания шероховатых поверхностей трещины, практически равняется 0,0003.

Входящие в формулу параметры трещиноватости горных пород определяют нелинейность зависимости коэффициента k от модуля трещиноватости, который обратно пропорционален среднему расстоянию между поверхностями ослабления в таблице 1. Это дает возможность

предположить, что по логическому смыслу коэффициент k соответствует нормативному коэффициенту k_C .

Проанализируем зависимость коэффициента k для разных соотношений δ/ζ и модуля трещиноватости горных пород, которые приведены в таблице 3.

Таблица 3

Значения коэффициента k

Показатель модуля трещиноватости M_T	Отношение δ/ζ				
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
1	0,91	0,83	0,77	0,72	0,67
2	0,83	0,72	0,63	0,56	0,33
6	0,63	0,45	0,36	0,29	0,14
7	0,59	0,42	0,32	0,26	0,13
10	0,50	0,33	0,25	0,20	0,09
11	0,48	0,31	0,23	0,18	0,08
20	0,33	0,20	0,14	0,11	0,05

Анализ результатов расчета показывает, что чем меньше соотношение δ/ζ , тем меньше влияние трещиноватости на коэффициент k . В целом соотношение δ/ζ оценивает полноту контактов шероховатых поверхностей в трещине: чем меньше это соотношение, тем больше площадь контакта поверхностей в трещине. Чем больше показатель модуля трещиноватости горных пород, тем сильнее влияние трещиноватости на коэффициент k . Этот вывод в целом не противоречит современному представлению механизма развития геомеханических процессов в породном массиве вокруг горной выработки.

Коэффициент k значительно расширяет возможности находить связь структурного ослабления с трещиноватостью горных пород и ее распределением в породном массиве (см. табл. 3). Это определяет ее практическую ценность, например, коэффициент структурного ослабления горных пород в таблице 1 приобретает непрерывную функциональную зависимость от среднего расстояния между поверхностями ослабления горных пород.

Таким образом, через этот коэффициент k можно вычислять корректно коэффициент структурного ослабления и определять устойчивость вертикальных породных обнажений по формуле 1, что уже значительно расширяет область применения рекомендаций СНиП.

Литература:

1. СНиП II-94-80. Подземные горные выработки / Госстрой СССР. – М.: Стройиздат, 1982. – 31 с.
2. Руководство по проектированию подземных горных выработок и расчету крепи / ВНИМИ, ВНИИОМШС Минуглепрома СССР. – М.: Стройиздат, 1983. – 272 с.
3. Иудин М.М. О трещиноватости массива горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. – М.: Мир горной книги. – 2007. – №ОВ6. – С.279-283.

РАСЧЕТ ПОТЕРЬ МЕТАЛЛА КАК ОСНОВОПОЛАГАЮЩИЙ ФАКТОР ОЦЕНКИ РЕСУРСНОГО ПОТЕНЦИАЛА ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Касанов И.С.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

kasanov8407@rambler.ru

В настоящее время, рассматриваются проблемы извлечения не только мелкого тонкого, но уже и коллоидно-дисперсионного золота. Разработаны десятки устройств и способов извлечения такого золота, однако до сих пор не решенным остается вопрос согласования нормативов потерь для различных типов обогащательных приборов. В литературе неоднократно отмечается, что до сих пор не разработана единая нормативная документации, являющаяся основой для расчетов технологического извлечения.

С целью анализа эффективности использования различных типов обогащательных приборов, по методике ВНИИ-1, которая на сегодняшний

день является единственным согласованным документом, проведены расчеты уровня извлечения металла по группе россыпных месторождений Якутии. Для обоснования зависимости степени потерь от содержания мелкого золота результаты расчетов потерь были детализированы и приурочены к административным районам Якутии (рассмотрены некоторые месторождения Алданского, Оймяконского и Усть-Янского районов).

Месторождения Алданского и Оймяконского районов характеризуются преобладанием среднего и крупного золота (класс 5.0-1,0 мм), а в составе золота месторождений Усть-Янского района доминирует золото средних и мелких классов (2,0-0,2 мм), что характеризуется диаграммой на рис 1.

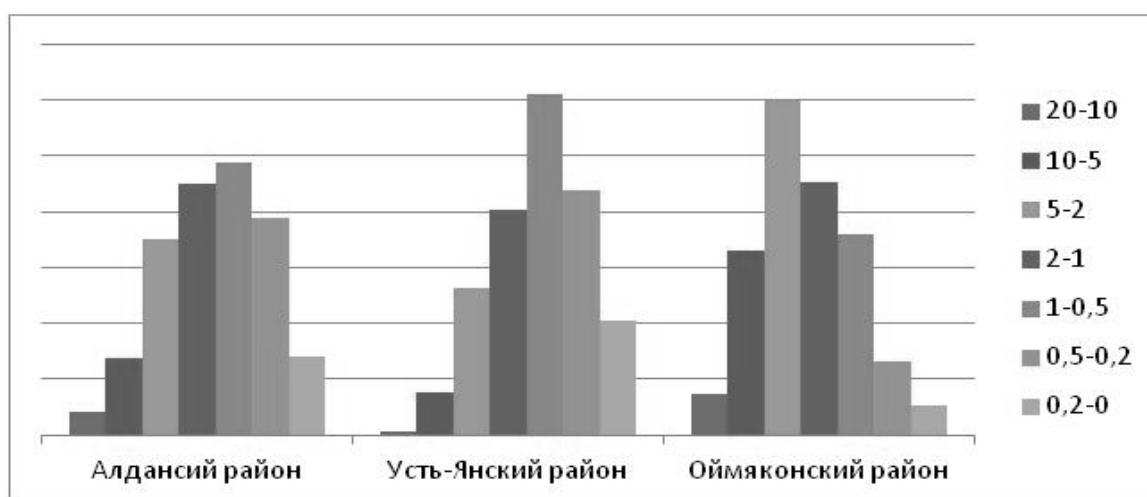


Рис.1. Распределения крупности золота россыпей некоторых районов Якутии

Для удобства работы с полученными результатами расчетов нормативных потерь, принято ранжирование диапазонов на основе типовых значений потерь при промышленной разработке, а именно менее 2%, от 2,1-5%, 5,1-10%, 10,1-20% и свыше 20%. Так как предприятия, разрабатывающие россыпные месторождения стремятся к минимизации потерь полезного компонента в процессах промывки и обогащения, то максимальное значение принято 20% величина. Однако на практике потери на предприятиях в среднем не перешагивают 10% величину.

Оценивая преобладание того или иного диапазона потерь, можно отметить явную связь увеличения потерь от доли мелкого золота, наиболее четко эта связь прослеживается на примере россыпей Усть-Янского района.

В целом содержание золота крупностью менее 1 мм в той или иной степени свойственно всем рассмотренным районам. Как показывает таблица 1, доля мелких классов достигает от 1/3 до 2/3 состава золота.

Таблица 1

Район	Содержание мелкого золота			Итого, % от общего содержания золота
Класс крупности	-1+0,5	-0,5+0,2	-0,2	
Алданский	24,4	19,4	7,1	50,9
Оймяконский	18,0	6,7	2,6	27,3
Усть-Янский	30,5	21,9	10,2	62,6

Оценивая количественную величину потерь (табл. 1, рис. 2) следует сказать, что изменение доли мелких классов значительно отражается на уровне извлечения.

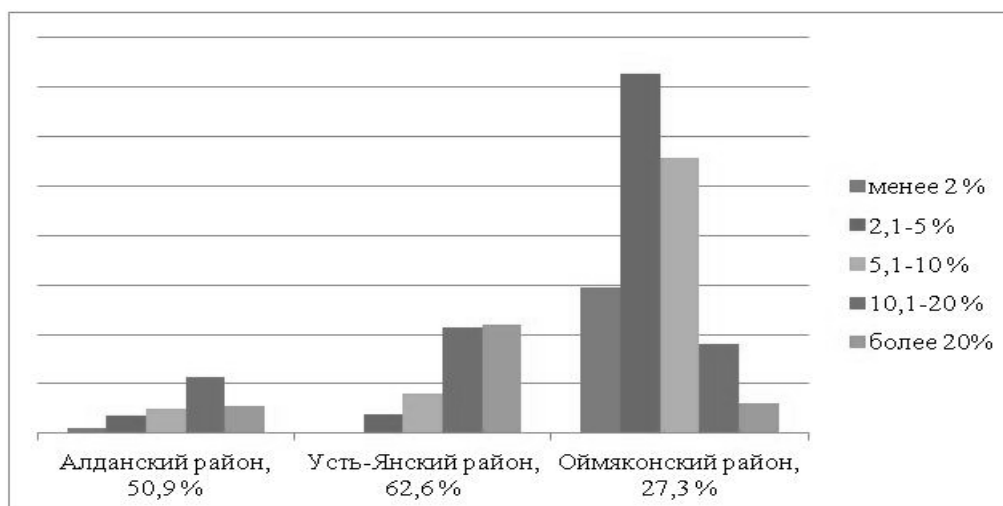


Рис.2. Ранжирование потерь золота по районам.

Например, для месторождений Алданского и Усть-Янского районов с преобладанием мелкого золота, увеличение процентного содержания в классе 1-0,5мм на 6,1% (с 24,4% до 30,5%) не носит явно выраженного характера, увеличение в классе 0,5-0,2мм на 2,5% (с 19,4% до 21,9%) увеличивает потери в диапазоне 10,1-20% почти на 50%, в классе - 0,2мм на 3,1% (с 7,1% до 10,2%), увеличивает потери в диапазоне более 20% в 3 раза.

Для определения количественного значения потерь золота крупностью менее 1 мм (табл. 1) также были проведены расчеты уровня извлечения металла по методике ВНИИ-1 (таблица 2).

Таблица 2

Расчет извлечения и потерь мелкого (менее 1 мм) золота по районам.

Тип оборудования	Алданский			Итого	Оймяконский			Итого	Усть - Янский			Итого
	-1 +0, 5	-0,5 +0, 2	- 0,2 +0		-1 +0, 5	-0,5 +0, 2	- 0,2 +0		-1 +0, 5	-0,5 +0, 2	- 0,2 +0	
ПГШ	23,5	14,6	2,5		17,3	6,0	0,9		29,4	19,8	3,6	
Потери, %	0,9	4,9	4,6	10,3	0,6	0,6	1,7	3,0	1,1	2,1	6,6	9,8
ПГБ	24,2	16,6	3,5		17,8	6,4	1,3		30,1	21,2	5,1	
Потери, %	0,3	2,8	3,5	6,6	0,2	0,2	1,3	1,7	0,3	0,7	5,1	6,2
Скруб-ые приборы без сам.	24,1	18,8	4,3		17,7	6,4	1,6		30,0	20,9	6,2	
Потери, %	0,3	0,6	2,8	3,8	0,3	0,3	1,0	1,6	0,4	1,0	4,1	5,5
Скруб-ые приборы с сам.	24,1	18,5	4,3		17,7	6,4	1,6		30,0	20,9	6,2	
Потери, %	0,3	0,9	2,8	4,0	0,3	0,3	1,0	1,6	0,4	1,0	4,1	5,5
Бочечно-шлюзовые	23,9	18,1	3,5		17,6	6,2	1,3		29,8	20,4	5,1	
Потери, %	0,5	1,3	3,5	5,4	0,4	0,5	1,3	2,1	0,6	1,5	5,1	7,2
Вашгердно-шлюзовые	23,3	15,7	1,3		17,1	5,4	0,5		29,1	17,7	1,9	
Потери, %	1,1	3,7	5,7	10,6	0,8	1,3	2,1	4,2	1,4	4,2	8,3	13,9
Установки на базе ГГМ	24,3	19,1	1,4		17,9	6,6	0,5		30,3	21,6	2,0	
Потери, %	0,1	0,3	5,7	6,1	0,1	0,1	2,1	2,3	0,1	0,3	8,2	8,6

Согласно табл. 3, для россыпей Оймяконского района при содержании золота крупностью - 1мм 27,2% (при значительном преобладании класса 1-0,5мм 18%) потери по каждому типу промприбора не превышают 5%. Для месторождений Алданского и Усть-Янского районов с доминированием золота -1мм (50,9% и 62,6% соответственно) с линейным распределением по классам крупности, потери по промприборам колеблются в диапазоне 5-15 %.

Сравнительные данные расчетных значений потерь и извлечения для выбора промывочного прибора согласно инструкции ВНИИ-1 и применяемого оборудования по некоторым россыпям представлены в табл. 4.

Среднее содержание золота в техногенном объекте составит:

$$C_{\text{тех}} = \frac{Q_6(K_n + K_p + K_{\text{пф}}) - Q_d}{V_{\text{пл}}}, \text{ г/м}^3 \quad (1)$$

где: Q_6 - балансовые запасы (кг).

$V_{г.м.}$ - объем горной массы в контурах отработки (m^3).

Q_d - количество добытого золота (кг).

K_n - коэффициент намыва.

K_p - коэффициент потери промышленного золота при разведке в результате несовершенства методов разведки и способов разведочного опробования (принимается значение 20%).

$K_{мф}$ - коэффициент содержания в россыпях мелкой фракции золота [1].

Таблица 3

Расчет извлечения и потерь мелкого (менее 1 мм) золота по районам

Тип оборудования	Алданский			Итого	Оймяконский			Итого	Усть - Янский			Итого
	-1 +0,5	-0,5 +0,2	-0,2 +0		-1 +0,5	-0,5 +0,2	-0,2 +0		-1 +0,5	-0,5 +0,2	-0,2 +0	
ПГШ	23,5	14,6	2,5		17,3	6,0	0,9		29,4	19,8	3,6	
Потери, %	0,9	4,9	4,6	10,3	0,6	0,6	1,7	3,0	1,1	2,1	6,6	9,8
ПГБ	24,2	16,6	3,5		17,8	6,4	1,3		30,1	21,2	5,1	
Потери, %	0,3	2,8	3,5	6,6	0,2	0,2	1,3	1,7	0,3	0,7	5,1	6,2
Скруб-ые приборы без сам.	24,1	18,8	4,3		17,7	6,4	1,6		30,0	20,9	6,2	
Потери, %	0,3	0,6	2,8	3,8	0,3	0,3	1,0	1,6	0,4	1,0	4,1	5,5
Скруб-ые приборы с сам.	24,1	18,5	4,3		17,7	6,4	1,6		30,0	20,9	6,2	
Потери, %	0,3	0,9	2,8	4,0	0,3	0,3	1,0	1,6	0,4	1,0	4,1	5,5
Бочечно-шлюзовые	23,9	18,1	3,5		17,6	6,2	1,3		29,8	20,4	5,1	
Потери, %	0,5	1,3	3,5	5,4	0,4	0,5	1,3	2,1	0,6	1,5	5,1	7,2
Вашгердно-шлюзовые	23,3	15,7	1,3		17,1	5,4	0,5		29,1	17,7	1,9	
Потери, %	1,1	3,7	5,7	10,6	0,8	1,3	2,1	4,2	1,4	4,2	8,3	13,9
Установки на базе ГГМ	24,3	19,1	1,4		17,9	6,6	0,5		30,3	21,6	2,0	
Потери, %	0,1	0,3	5,7	6,1	0,1	0,1	2,1	2,3	0,1	0,3	8,2	8,6

Причем значение коэффициента $K_{мф}$ в зависимости от месторождения будет изменяться довольно в больших пределах. Приведенная выше формула предполагает оценку ресурсов золота суммарно в природно-техногенных россыпях (отвальные + остаточно-целиковые комплексы), тем более что при повторной переработке такие россыпи будут представлять единый золотороссыпной объект.

Таблица 4

Тип оборудования	Наименование россыпного месторождения							
	Амбурдак	Талая	Скоб-кий	Верх. Амунахта	Дузунья	Мостовой	Сачек	Якут
ПГШ	85,5*	94,9	65,1*	96,5*	96,2	99,0*	93,4*	97,8*
Потери, %	14,5*	5,1	34,9*	3,5*	3,8	1,0*	6,6*	2,2*
ПГБ	92,7	97,8	78,1	98,6	98,2	99,4	97,6	99,1
Потери, %	7,3	2,2	21,9	1,4	1,8	0,6	2,4	0,9
Скруб-ые приборы без сам.	92,6	97,6	80,8	98,4	97,9	99,5	97,0	99,0
Потери, %	7,4	2,4	19,2	1,6	2,1	0,5	3,0	1,0
Скруб-ые приборы с сам.	92,6	97,6	80,8	98,4	98,2*	99,5	97,0	99,0
Потери, %	7,4	2,4	19,2	1,6	1,8*	0,5	3,0	1,0
Бочечно-шлюзовые	89,7	96,5	74,7	97,7	97,1	99,2	95,7	98,5
Потери, %	10,3	3,5	25,3	2,3	2,9	0,8	4,3	1,5
Вашгердно-шлюзовые	74,6	90,3*	44,5	92,4	91,5	97,1	88,4	95,0
Потери, %	25,4	9,7*	55,5	7,6	8,5	2,9	11,6	5,0
Установки на базе ГГМ	88,6	97,6	59,5	98,5	96,7	99,3	97,6	99,2
Потери, %	11,4	2,4	40,5	1,5	3,3	0,7	2,4	0,8

* выделены значения потерь соответствующие действительным показателям.

Литература:

1. Ван-Ван-Е А.П. Методика аналитической оценки ресурсной базы техногенных золотороссыпных месторождений Дальнего Востока.// Проблемы освоения техногенного комплекса месторождений золота: материалы межрегиональной научной конференции (Магадан, 15–17 июля 2010 г.). – Магадан :СВКНИИ ДВО РАН, 2010. - С.118-120.

СЕЙСМООПАСНОСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЛАПТЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА И ПРИБРЕЖНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Козьмин Б.М.¹, Шибяев С.В.², Петров А.Ф.², Тимиршин К.В.²

¹ *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
(b.m.kozmin@diamond.ysn.ru)*

² *Якутский Филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск
(shibaev@omsd.ysn.ru)*

Как известно, Арктические районы Якутии, особенно шельф морей Лаптевых и Восточно - Сибирского, являются потенциально богатыми на различные виды природных ресурсов, в том числе на углеводородное сырьё. В пределах акватории моря Лаптевых оконтурены самостоятельные Лаптевская и Анабарско-Хатангская перспективные нефтегазоносные области [1]. В силу этого данному региону в настоящее время уделяется пристальное внимание, о чем свидетельствуют Решения Правительства РФ от 20 февраля 2013г. «Стратегия развития Арктической зоны РФ и обеспечение национальной безопасности на период до 2020г.» и Распоряжение Правительства РС(Я) от 26 мая 2012г. № 489-р по расширению исследований данного региона. Вместе с тем, освоение Арктического шельфа в Якутии может осложнить существующая здесь сейсмическая обстановка. Так, инструментальные исследования сейсмичности по данным сети мировых сейсмостанций, пунктов наблюдений Института геологии ЯФ СО АН СССР в 1956-1980 гг. и Якутского Филиала Геофизической службы СО РАН в конце XX и начале XXI столетий [2] показали, что акваторию Северного Ледовитого океана от о. Гренландия к устью рек Лены и Яны пересекает Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), который через северо-восток Азиатского континента продолжает проявления арктических землетрясений к Тихому океану. ААСП отделяет Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит, являясь их границей, на расстоянии

более 8 тыс. км. По сеймотектоническим особенностям в нем выделяется несколько зон: Арктическая (срединноокеанический хр. Гаккеля), Лаптевоморская (шельф моря Лаптевых), Хараулахская (северное окончание Верхоянского хребта) и система хребтов Черского. В Арктической зоне под влиянием спрединга дна Северного Ледовитого океана развиты процессы рифтогенеза, вызвавшие появление узкой (до 60-80 км) «цепочки» эпицентров землетрясений со сбросовыми подвижками в их очагах [2]. В Лаптевоморской зоне, промежуточной между хр. Гаккеля и континентальными структурами Северного Верхоянья и хр. Черского, сейсмичность становится «диффузной» в отличие от её линейной структуры в хр. Гаккеля, расширяясь до 400-600 км между Новосибирскими островами, полуостровом Таймыр и дельтой р. Лены [2]. Здесь выделяется несколько групп землетрясений. Одна из них (основная), тяготеющая к Лаптевоморской окраинно-континентальной рифтовой системе, вытянута от хр. Гаккеля к Янскому заливу, обозначая границу Евразийской и Североамериканской плит. В Хараулахской зоне эпицентры землетрясений локализованы в пределах Хараулахского хр. , Найбинского кряжа и др. (Северном Верхоянье) и западе Приморской низменности. Названная зона имеет переходное поле тектонических напряжений, где в очагах землетрясений отмечены как сбросо-сдвиги, обусловленные растяжением земной коры, так и взбросо-надвиги, вызванные её сжатием. В зоне хр. Черского вплоть до Охотского моря действует тектонический режим транспрессии (сдвиг со сжатием) [2]. Менее всего изучены шельфы восточно-арктических морей и активная область перехода океан-континент со смешанным полем тектонических напряжений, куда тяготеют арктические районы Республики Саха (Якутия). Именно здесь в Булунском районе (Северное Верхоянье) в 1927-1928 гг. отмечены самые крупные 8-10-балльные сейсмические катастрофы с магнитудой $M=5,6-6,8$ (шкала Рихтера). Сильные землетрясения, подобные Булунским, случались также в других северных районах Якутии: в Анабарском - в 1980 г. с интенсивностью в эпицентре 7 баллов ($M=5.7$), в Усть-Янском - в 1918, 1962 и 2005 гг. с интенсивностью 6-9 баллов ($M=4.5-6.3$), в Верхоянском – в 1951 г. с интенсивностью до 9 баллов ($M=6.4$), в Абыйском и Момском –

в 2008 г. до 8 баллов ($M=6.1$), в Оймяконском – в 1971 г. до 9 баллов и более ($M=7.0$) [3].

Один из активных участков на стыке Лаптевоморской и Хараулахской зон занимает Лено-Таймырская полоса землетрясений в западной части шельфа моря Лаптевых. Она вытянута в близширотном направлении от дельты р. Лены через мелководные Оленёкский и Анабарский заливы моря Лаптевых и прибрежные континентальные районы к острову Большой Бегичев. Эта группа толчков огибает с востока упомянутый остров и следует к полуострову Таймыр. За последние 100 лет в Лено-Таймырской полосе было зарегистрировано более 380 сейсмических событий. Внутри неё отмечен ряд отдельных скоплений с повышенной плотностью эпицентров землетрясений. Отчетливо выделяются четыре максимума сейсмичности, соответствующие крупным аномалиям сейсмической среды (Быковская, Оленекская, Терпай-Тумсинская и Таймырская). Самой значительной аномалией из них является Быковская, расположенная в дельте р. Лены (участки Быковской и Оленекской протоки). Так, в пределах Быковской протоки отмечен ряд интенсивных в эпицентре (5-7 баллов) землетрясений с $M \geq 4.0-5.2$, произошедших в 1963-2007 гг. Следующая крупная Оленекская аномалия фиксируется в 100 км к западу от Быковской, охватывая восточную часть Оленекского залива, дельту р. Оленек и устье Оленёкской протоки в дельте р. Лены. В её пределах также локализована серия ощутимых 6-7-балльных землетрясений с $M \geq 4.0-5.5$. Среди них наиболее сильное произошло 1 февраля 1980 г. с $M=5.4$ вблизи устья Оленекской протоки и проявилось в эпицентре с интенсивностью до 7 баллов. В береговых обнажениях этой протоки после землетрясения были обнаружены многочисленные сейсмопроявления в виде частых оползней. Данное событие сопровождалось небольшой (до 20) серией афтершоков. Оно ощущалось на площади свыше 50 тыс. кв. км.

Наблюдается приуроченность большинства местных подземных толчков к аномалиям геофизических полей. Поле силы тяжести в пределах Лено-Таймырской зоны представляет собой систему чередующихся линейных положительных и отрицательных гравитационных аномалий,

пространственная ориентация которых близширотная и северо-западная, близкая к простиранию Оленекской зоны складок [4]. Среди них отчетливо выражены Быковский, Оленекский и Чекановский максимумы поля силы тяжести, а также минимумы: Усть-Ленский и дельты р. Лены. Наиболее интенсивны Быковская и Оленёкская гравитационные аномалии, которые вместе образуют протяженную градиентную ступень в поле силы тяжести, пересекающую дельту р. Лены от губы Буор-Хая к Оленекскому заливу. Названная ступень территориально совпадает с крупным выступом древних высокоплотностных пород фундамента и характеризуется значительным уровнем магнитного поля [2, 4]. Кроме того, вдоль Оленекской протоки параллельно Лено-Анабарскому шву Сибирской платформы протягивается также сейсмоактивный Дюлюнгский надвиг.

Таким образом, в западной части шельфа моря Лаптевых по совокупности геолого-геофизических признаков выделяется активная Лено-Таймырская аномальная зона сейсмоактивной среды, обладающая значительным сейсмическим потенциалом и способная вызвать здесь землетрясения с интенсивностью до 8-9 баллов в эпицентре и магнитудой до $M=6-7$. Полученные данные позволяют детализировать действующую карту общего сейсмического районирования (ОСР-97) и уточнить исходный сейсмический балл для западной части Арктического шельфа моря Лаптевых.

Литература:

1. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Главные редакторы Д.А.Додин, В.С.Сурков. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 960 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии.– М.: ГЕОС, 2000, 226 с.
3. Козьмин Б.М., Петров А.Ф., Шибаетов С.В., Тимиршин К.В. Сейсмическая опасность северных районов Республики Саха (Якутия) и шельфа моря Лаптевых // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Северные территории России: Проблемы и перспективы развития».– Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2008. С. 628-632.
4. Григорьев М.Н., Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Куницкий В.В., Ларионов А.Г., Микуленко К.И., Скрыбин Р.М., Тимиршин К.В. Геология, сейсмичность и мерзлотные процессы арктических районов Западной Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996, 84 с.

ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ БАГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ)

Коломиец В.Л.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Баргузинская впадина относится к восточному флангу Байкальской рифтовой зоны и расположена между поднятиями Баргузинского и Икатского горных хребтов. Днище котловины состоит из наклонной предгорной пролювиальной равнины, развитой вдоль уступа Баргузинского хребта, аллювиального террасового комплекса р. Баргузин и подгорной полосы песчаных увалов (куйтунов) аллювиально-озерного генезиса по периметру юго-восточного Икатского склона, в средней, наиболее расширенной части депрессии. Такая литологическая мозаичность рыхлых отложений представляет важный практический интерес в качестве разнотипного сырья для стройиндустрии.

Песок для производства силикатных изделий. Пригодность отложений псаммитовой структуры для изготовления силикатной продукции автоклавного твердения определяется ОСТом 21-1-80. Исходя из требований отраслевого стандарта, поисковая стадия изысканий должна опираться на два критерия: 1) литологический – зерновой состав полезного компонента по размерности частиц от 10 до 0,01-0,001 мм и 2) генетический – те генотипы материковых осадочных образований (лимний, аллювий, пролювий, эоловые наносы), состоящие как раз из такой размерности.

В Баргузинской впадине отложения флювиальной и лимнической групп аквального парагенетического ряда получили очень широкое распространение, поэтому дальнейший прогноз на оконтуривание новых площадей силикатных песков имеет самые благоприятные возможности.

Речные и озерные отложения слагают террасовый и пойменный комплексы котловины, являются основным сосредоточением силикатных

песков и доминируют в строении осадочных толщ многих месторождений. Процент пригодности проб (ППП) к общему числу анализируемых проб для отложений низкой и высокой пойм рек Баргузинского водосбора в пределах днищ составляет 67%, что, в свою очередь, обусловлено фаціальными отличиями обстановок седиментогенеза. Следовательно, в этом случае, необходимо задействовать новый, фаціальный критерий поиска перспективных площадей. По этому признаку нормам ОСТа соответствуют русловые нестречневые и прирусловые фации речной, а также береговые и латеральные фации озерной макрофаций. Другие фаціальные разновидности (перлювиальная, стречневая из аллювиальной и приглубо-донная из лимнической групп фаций) мало пригодны: одни, вследствие существенного обогащения псефитами, другие – алевритами и пелитами.

Низкому террасовому комплексу (I – III надпойменные террасы), состоящему главным образом из осадков речного происхождения и в большей степени обладающих фаціальной изменчивостью, не свойственен весомый ППП – не выше 70%. Напротив, ППП песков из высоких террасовых уровней куйтунов (IV-VII) комплексного лимно-аллювиального генезиса стабилен – от 80 до 95%. С этими образованиями связаны самые крупные по запасам месторождения: Улан-Бурга (площадь – 41 км², глубина отработки – от 2 до 20 м, прогнозные запасы – 678 млн. м³), Гусиха-2 (10 км²; 5 м; 50 млн. м³), Майское (4 км²; до 10 м; 40 млн. м³), Право-Аргадинское (6 км²; 3 м; 18 млн. м³), Элэсун (4 км²; 3 м; 12 млн. м³).

Пролувиальные отложения обладают не высоким ППП – фрагментарно соответствуют ОСТу в контурах периферийных фаций предгорных шлейфов и конусов выноса вдоль горного обрамления впадины. Высокое содержание пылеватых частиц не способствует и хорошей пригодности *эолового генотипа* (ППП ниже 40), имеющего довольно значительное пространственное развитие по поверхностям Лесного, Верхнего, Нижнего и особенно Сувинского Куйтунов. Площади и запасы проявлений незначительны, роль их может повыситься лишь при использовании небольших объемов для чисто местных потребностей и исключении побочных транспортных затрат.

Песок для строительных работ. Пригодность песка определяется техническими условиями ГОСТа 8736-93. Верхним размерным пределом частиц по ГОСТу является величина в 10 мм, поэтому перспективными могут считаться все генотипы осадочных образований, состоящие в основном из песков со строго зависимым содержанием пограничных литологических разностей. Такими базовыми генотипами для Баргузинской впадины являются аллювиальные, пролювиальные и лимнические образования аквального парагенетического ряда континентальных образований.

Аллювиальные и лимнические отложения преобладают на данной территории. Наиболее перспективен террасовый (I-VII) комплекс. К разновозрастным осадкам его относятся месторождения строительного песка: Улан-Бурга (3 км²; 10-15 м; 41,7 млн. м³), Право-Аргадинское (3 км², 2 м, 6 млн. м³), Гарга (0,5 км²; 1 м; 0,5 млн. м³), Куллук (0,5 км²; 1,5 м; 0,75 млн. м³), Сеюйское (5 км²; 2 м; 10 млн. м³).

Для *пролювиальных отложений* пригодными являются фации периферийной зоны предгорных шлейфов и конусов выноса, сложенные разнозернистым песком с небольшим количеством обломков. Их значение, как и *эоловых осадков*, не пригодных в натуральном состоянии, возрастет при фракционировании с получением песка-отсева.

Пески и песчано-гравийные смеси как заполнители в бетоны. Годность песков и песчано-гравийных смесей для тяжелых бетонов устанавливается на основании технических требований к крупным (гравийно-галечные отложения) и мелким (средне-грубозернистые пески с гравием) заполнителям ГОСТа 12730-0-78 (1994).

Заведомо обнаружить **крупные заполнители** во впадине можно в водном (аллювий, пролювий) парагенетическом ряду. В фациальном отношении среди *аллювиальных отложений* максимальный интерес представляет перлювиальная и пристрежневая фации русловой группы, а также маломощные гравийно-галечные толщи фации прирусловой отмели. Остальные фациальные группы на основании высокого содержания алевритово-пелитовых частиц по сравнению с нормами в 1-3% в естественном виде не пригодны. ППП низкий, лучшие показатели имеют

осадки высокой поймы, террасовый комплекс не перспективен. Данному генотипу принадлежат месторождения: Тунген (18 км^2 ; 2 м; 18 млн. м^3), Гарга-2 ($0,5 \text{ км}^2$; 1 м; 0,51 млн. м^3), Хахаргай (1 км^2 , 1-2 м; 1,5 млн. м^3).

Общий ППП для *пролювиальных отложений* низкий. Снижение качества происходит за счет примесей алевритово-пелитовых частиц. В фациальном плане наиболее потенциальна вершинная фация конусов выноса.

Литологические особенности стандарта для *мелких заполнителей* удовлетворяют аллювиальный, пролювиальный и озерный генотипы.

Аллювиальные и озерные отложения. По фациальной природе годными являются фации со средними гидродинамическими условиями живой среды седиментации. Такими режимами обладают фации прирусловой отмели и перекаатов русловой группы, фации приречной зоны и русел пойменной группы, фации проточных озерных водоемов. В морфологическом отношении интерес представляют осадки высокой поймы и низких террас (I – III). К описываемой совокупности относятся месторождения: Право-Аргадинское ($3,0 \text{ км}^2$, 6,0 млн. м^3) и Улан-Бурга (3 км^2 , 4,2 млн. м^3).

Пролювиальные отложения. ППП очень низкий, пригодны единичные контуры фации периферийной зоны, не имеющие сплошного площадного распространения. Как мелкие заполнители в природном виде, практическим значением не обладают.

В заключение следует отметить наибольшую перспективность аллювиальных и лимно-аллювиальных отложений, т.к. им свойственно повсеместное залегание, достаточно простое строение при постоянстве псаммитового состава, запасы в десятки и сотни миллионов кубометров. Это объекты первой очереди по разведанным, опойскованным и прогнозным запасам промышленного нерудного сырья. Переменное, более сложное строение в плане и по разрезу и, как следствие, не стабильная мощность полезного компонента из образований пролювиального и эолового генезиса не позволяют дать рекомендации для их возможного освоения. Но и они могут быть значимыми в случае комплексной переработки и небольших потребностей в сырье для локальных целей.

Природные условия данной территории позволяют производить круглогодичную добычу механизированным карьерным способом, что полностью обеспечит не только региональные потребности в различных строительных материалах, но и даст возможность снабжения соседних территорий, как внутри Республики Бурятия, так и вне ее пределов.

МОРФОЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГУЛИНГА (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ)

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Россыпное месторождение золота «Гулинга» расположено в долине одноименного ручья, являющегося левым притоком Малого Амалата. Оно открыто в 40-х годах прошлого столетия и детально разведано, но отработка его началась лишь в последние годы. В долине Гулинги было установлено три россыпи: погребенная (в верхнем течении), увально-террасовая (в низовье ручья) и мелкозалегающая (в среднем течении). Промышленный интерес представляет лишь последняя из них.

Мелкозалегающая россыпь расположена в Мало-Амалатской впадине, выполненной позднемезозойскими осадочными образованиями, и приурочена к древней долине, фрагменты которой сохранились в левом борту современной долины. В геологическом строении долины Гулинги принимают участие сланцы, алевролиты, мергели, песчаники, гравелиты, конгломераты, конглобрекции верхнего мезозоя, а также гравелиты и гнейсы верхнего протерозоя. Коренными источниками питания россыпи, предположительно, являются участки развития карбонатно-кварцевых жил с пиритовой минерализацией и вмещающие их измененные породы в Точерской зоне разломов.

Верхняя часть осадочной толщи убрана на глубину 0,5-0,6 м в ходе подготовки полигона к отработке. Разрез рыхлых отложений представлен следующими литологическими разностями (сверху вниз):

1. Гравийно-галечные отложения с мелкими валунами и илисто-песчаным заполнителем черного цвета, мощностью 0,6 м.

2. Валунно-галечные отложения с примесью гравия, с песчаным заполнителем, мощностью 1,5 м.

3. Глинисто-песчаные отложения со значительным количеством валунно-галечного материала, мощностью 2,5 м.

Общая мощность вскрытых осадков равна 4,6 м. Нижняя часть разреза изучена в уступе отрабатываемого промышленного пласта в 60 м к югу от описанной расчистки № 4. Здесь встречены валунно-гравийно-галечные отложения с глинисто-песчаным заполнителем, мощностью 1,5 м. Эти отложения залегают на плотике, сложенном темно-серыми сланцами. Поверхность плотика неровная, в верхней части прослеживается зона дезинтеграции мощностью до 0,1-0,2 м, являющаяся слоем «просадки» вышележащих осадков.

Осадки участка по литологии и набору гранулометрических параметров четко подразделяются на две толщи – валунно-гравийно-галечные отложения с глинисто-песчаным заполнителем ($x=15,61-23,24$ мм) и глинистые пески с галечно-гравийными включениями ($x=4,18-4,75$). Общее количество валунов не превышает 10%, галек – 11-48%, с господством средней и мелкой, гравия – 15-25% с преобладанием мелкого, песка – 22-44% с примерно равным содержанием крупных, средних и мелких по зернистости частиц, а также пелитовым материалом – 8-31%.

Внешний облик крупных обломков характеризуется сплюсненно-сфероидной (29,3%), продолговато-сфероидальной – (27,6%), плоско-вытянутой сфероидальной (19,0%), сферической (13,8%) и дисковидной (10,3%) формой. Коэффициент изометричности находится в поле от 0,67 до 1,59 при средних показателях 1,05. Коэффициент уплощенности ограничивается значениями от 1,21 до 8,25 при средних параметрах 2,51. Коэффициент окатанности – 1,97, преобладают частицы 1 (31,0%) и 2

(29,3%) класса окатанности, меньшее количество принадлежит 3 (19,0%) и 0 классу (15,5%), единичны обломки 4 класса (5,2%).

Осадкам присущи полное отсутствие сортировки ($S_0=4,16-12,65$; $\sigma=11,01-40,56$), асимметричность со сдвинутой модой как в сторону крупных ($S_k<1$; $\alpha>0$) для псефитовых, так и в сторону мелких ($S_k>1$; $\alpha<0$) частиц для пелитово-псаммитовых разностей, что соответствует в первом случае лучшей сортировке крупнозернистых фракций и, следовательно, повышенным, во втором – лучшей сортировке мелкозернистых фракций и пониженным энергетическим уровням живых сил среды седиментации. Соответствующим образом происходит и распределение вычисленных по методу статистических моментов значений эксцесса: 1) положительных при некоторой стабильности динамических и тектонических условий и 2) отрицательных – с отсутствием таковой. Критерии коэффициента вариации ($v=1,0-3,5$) принадлежат областям аллювиального с сезонными колебаниями водности и смешанного аллювиально-пролювиального генезиса.

Палеопотамологические характеристики свидетельствуют о накоплении обозначенных толщ, как в стационарных, так и во временных водоемах. Палеорека и ее эпизодические аналоги имели поверхностные скорости течения 1,4-3,2 м/с, срывающие скорости, приводящие в движение осадочный материал, – 0,8-1,8 м/с, придонные скорости отложения – 0,5-1,2 м/с, уклоны водного зеркала – 7,6-7,9 – 9,6-9,9 м/км, меженные глубины – 0,5-2,1 м. По своим гидродинамическим параметрам они могли перемещать осадки по предельному диаметру подвижных частей ($d_{\max}$) от крупного гравия до крупной гальки и малых валунов, что полностью совпадает с размерностью изучаемых отложений. Слабоподвижные ($\varphi<100$) галечно-валунные русла имели развитые аккумулятивные формы ($F_r=0,4-0,5$). Площади водосбора этих водотоков превышали 100 км². Ложе водотоков находилось в естественных условиях, со свободным течением воды (коэффициент шероховатости, $n=19-25$). Кроме того, для них были присущи сравнительно разработанные, покрытые растительностью поймы. Периодические водотоки имели как весенне-паводковое, так и ливневое происхождение, транспортировавшие в равной

мере заметное количество наносов с высоким содержанием алевритово-глинистого субстрата.

Поэтому, разнофракционным осадкам участка Гулинга свойственна двойственная генетико-фациальная природа. Крупнозернистые толщи накапливались однонаправленными турбулентными потоками (русловые фации речной макрофации флювиальной парагенетической группы). Горизонты с мелкозернистой структурой и завышенным содержанием пелитов принадлежат смешанному аллювиально-пролювиальному генотипу парагенетической группы постоянных водотоков (фации покровных песков и супесей частых вееров выноса вершинной и средней зоны).

Россыпь имеет пластообразную форму. Нашими исследованиями установлено, что золотоносные участки отлагались в пристрежневых частях р. Гулинга, поэтому в них до 40% объема золота составляют крупные золотины (более 0,5 мм). Массовая доля мелкого золота ($-0,25+0,10$ мм) в россыпи равна 23-29%, а тонкого и пылевидного ($-0,1$ мм) суммарно – до 23%. В материалах же геологической разведки месторождения и отчетах о добыче золота сведения о наличии золота во фракциях мельче 0,10 мм отсутствуют.

Другим интересным фактом, установленным в процессе наших исследований, являются данные о том, что в отдельных пробах из перекрывающих продуктивный пласт отложений смешанной аллювиально-пролювиальной фации определено присутствие золота, притом в концентрациях, превышающих таковые в «песках» в 1,5-2 раза. Возможно, это связано с небольшим объемом изученных проб и крайне неравномерным распределением золота в россыпи. Извлечение из россыпей мелкого и тонкого золота, ресурсы которого в настоящее время не оцениваются, а потери не учитываются, может явиться одним из реальных путей увеличения его запасов.

Поэтому, неучтенные ранее высокие содержания мелкого и тонкого золота на месторождении «Гулинга» как в продуктивном пласте, так и в перекрывающих отложениях, имеют, несомненно, практическое значение в плане пополнения запасов золота данного региона.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ БОРИНДЖА (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Кондратьева Л.А.

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

Рудопоявление Боринджа находится в верховьях одноименного ручья, правого притока руч.Барайы (бассейн р.Алдан). Рельеф района высокогорный с абсолютными отметками до 2100 м, резко расчлененный с каньонами и водопадами. Площадь рудопоявления расположена на северо-восточном крыле Бараинского антиклинория, вблизи сочленения с Сартангским синклинорием, в зоне влияния Дулгалахского разлома северо-западного простирания. Оруденение приурочено к своду Эленджинской антиклинали, сложенной переслаивающимися пачками песчаников и алевролитов имтанджинской и солончанской свит С₂₋₃.

В верхнем течении рч.Боринджа установлена россыпная (Зарикадзе, 1957г) и рудная (Баканов, 1966г; Климов, 1972г; Аверченко, 1997г) золотоносность. Россыпное золото преимущественно крупное от 0,5 до 4 мм (в среднем 0,5-0,7 мм), пробоность 844-921‰, распределено крайне неравномерно; выявлено в террасовых, пойменных и русловых отложениях, наибольшая концентрация отмечается в приплотиковой части водотоков. Самородное золото (854-964‰), также крупных размеров (пластинки и зерна до нескольких мм), встречается в редких гнездах минерализации в ассоциации с арсенопиритом, пиритом, халькопиритом и галенитом. В 2012 году автором в составе Комплексной геолого-поисковой партии ЦПСЭ при выполнении геологического задания, в частности проводилось структурно-минералогическое картирование оруденения.

Вмещающие песчаники и песчанистые алевролиты в разной степени пиритизированы. Выделяются две генерации пирита: осадочно-диагенетический мелкий до пылевидного в виде вкрапленников и сплошных масс, а также метаморфический кубического габитуса размером

от 0,01 до 0,5 см. Наиболее обогащенные пиритом прослои резко выделяются бурым цветом поверхности выветривания. Окварцевание пород слабое, а наиболее интенсивное, связанное с золотым оруденением, сконцентрировано на двух локальных участках.

Первый участок вскрыт в русле руч. Жильный и представляет собой зону интенсивного окварцевания песчаников и алевролитов, где проявлены два типа оруденения (рис. 1, А): 1. Пологопадающие межпластовые жилы мощностью от 8 до 20 см в раздуже, в среднем 10-12 см (аз.пад. $145^\circ \angle 5^\circ$). Кварц полосчатый с прослоями алевролитов, местами пятнистый, брекчиевидный с реликтами вмещающих пород. На контакте наблюдаются борозды скольжения (аз.пр. 325°) (рис. 1, Б).



Рис. 1. Морфоструктурные типы рудных тел:

А – взаимоотношение кварцевожильного оруденения межпластового и секущего типа; Б – фрагмент межпластовой жилы с бороздами скольжения с примазками метаморфического пирита; В – штокверк; Г – межпластовая жила

Вмещающие песчанистые алевролиты с нижнего контакта более окисленные и пиритизированные. Рудная минерализация представлена пиритом в виде вкрапленников и гнездовых скоплений. При минералогических исследованиях в ассоциации с пиритом выявлены халькопирит, пентландит и барит. 2. Секущие крутопадающие (аз.пад. $10^\circ \angle 80-85^\circ$) прожилки мощностью 8-10 см и диагональные тонкие 0,2-2 см (аз.пад. $155^\circ \angle 65^\circ$), сложенные друзовидным кварцем с единичными зернами пирита.

Другой участок находится в междуречье Боринджа-Дик, здесь также проявлено несколько морфологических типов оруденения:

1. Межпластовые жилы мощностью 1,5 и 0,6 м; более крупная из них простирается вдоль водораздела (рис.1, Г). Вмещающими являются в верхнем контакте метасоматически измененные песчаники, в нижнем – пиритизированные песчанистые алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами. Рудное тело разбито кливажными трещинами двух систем: согласной с залеганием рудного тела (аз.пад. $190^\circ \angle 50^\circ$) и поперечной (аз.пад. $70^\circ \angle 65^\circ$). Кварц крупнокристаллический массивный, в зальбандах брекчиевидно-полосчатый с ясно выраженными зонами роста кристаллов и редкими занорышами слабосвязанного, пористого пирита. 2. Штокверк, представленный интенсивным сетчатым прожилкованием песчаников (рис.1, В); на контактах с плитчатыми алевролитами окварцевание затухает. В тонких разнонаправленных прожилках наблюдаются единичные зерна пирита с мелкими выделениями самородного золота. Зоны прожилкования перемежаются с кварцевыми жилами мощностью от 0,2 до 0,5 м, в которых имеются линзы (до 5 см) интенсивно окисленных хлорит-карбонат-кварцевых брекчий с более разнообразной минерализацией (арсенопирита, пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и тетраэдрита). 3. Одиночные секущие прожилки до 0,1 м кварца, несущего минерализацию однотипную по составу с вышеописанной.

На флангах проявления имеются разрозненные точки минерализации, содержащие помимо упомянутых рудных минералов, пирротин и ковеллин.

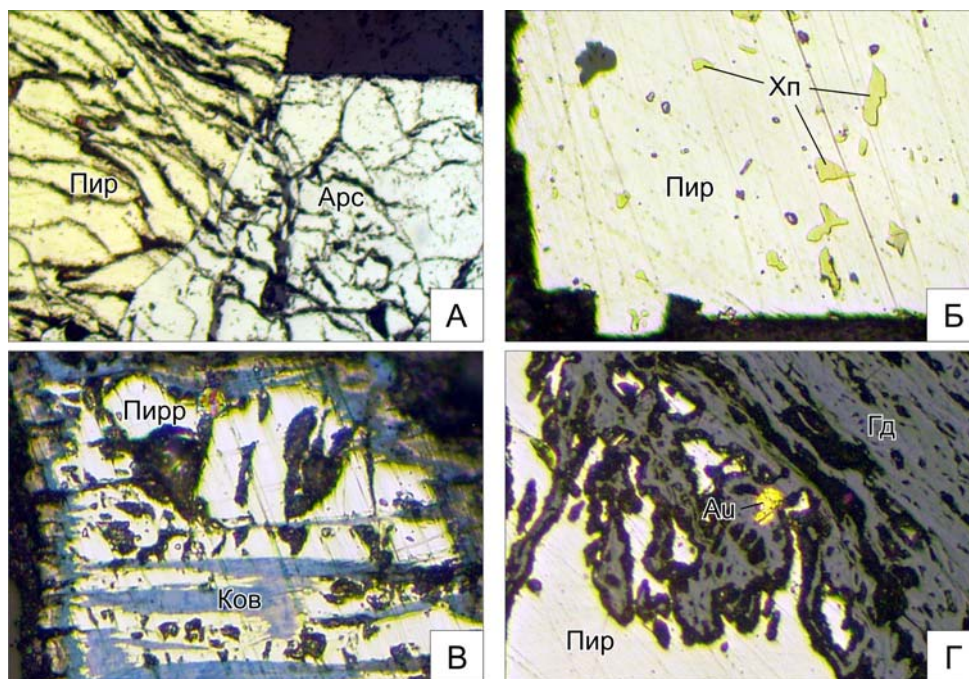


Рис. 2. А – зерна пирита и арсенопирита с трещинами катаклаза; Б – выделения халькопирита в пирите; В – каемки и полосы ковеллина в пирротине; Г – самородное золото в гидроксидах железа по пириту.

Таким образом, оруденение представлено тремя основными морфологическими типами: кварцевыми жилами пластового и секущего типа, а также штокверками. Руды на 90-99% сложены кварцем, реже встречаются карбонаты и хлорит. Доля рудных минералов, как правило, не превышает 1%. Главным рудным минералом является пирит, далее по распространенности следуют арсенопирит, галенит и халькопирит, остальные минералы (сфалерит, тетраэдрит, ковеллин и пентландит), наблюдаются спорадически. Наиболее ранние, пирит и арсенопирит, часто катаклазированы (рис.2, А). Особенностью гидротермального пирита является содержание в нем выделений, прежде всего, халькопирита и реже арсенопирита, галенита, ковеллина и золота (рис.2, Б, В, Г). Сфалерит представлен марматитом, концентрация железа составляет 5,85-7,69%.

Нами видимое золото в полевых условиях выявлено не было и обнаружено лишь при микроисследованиях в аншлифах. Мелкое золото размером <0,01 мм находится в пирите и гидроксидах железа по пириту в секущих жилах и зонах сетчатого прожилкования песчаников. Пробность золота средняя (828-851‰), содержание Hg – 0,80-1,43%, Cu – 0-0,007%.

ГЕОХИМИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ БАЗИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Копылова А.Г., Томшин М.Д.

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

Базитовый магматизм на Сибирской платформе проявлялся неоднократно в течение длительного времени, с меняющимся спектром вещественного состава расплава. Достаточно обширная геохимическая характеристика интрузивных базитов платформы была дана Б.В. Олейниковым с использованием доступных в то время аналитических возможностей [1]. Со временем появились высокоточные методы определения более широкого круга микроэлементов. Кроме того, за последнее время выявлены новые объекты с иной геохимической специализацией. В данном сообщении на основе данных многокомпонентного анализа приведена геохимическая информация по различным группам интрузивных платформенных базитов Сибирской платформы.

В пермо-триасовое время магматическая деятельность на Сибирской платформе была связана с внедрением колоссального объема магмы основного состава, сформировавшей породы трапповой формации, нормальной толеит-базальтовой специализации. Несмотря на петрохимическое разнообразие данного формационного типа, обусловленное процессами как докамерной так и внутрикамерной дифференциации решающая роль в определении их петрохимических и геохимических особенностей принадлежит процессам исходного магмообразования. Незначительные вариации вещественного состава интрузивов из различных частей платформы (центральной, восточной и северо-восточной) свидетельствует о близких условиях их магмообразования. Средние содержания SiO_2 в трапповых образованиях находятся в пределах 48-49, TiO_2 - 1,1-1,7, K_2O - 0,4-0,7, P_2O_5 - 0,14-0,18, суммарная железистость 11-13 %. На спайдер-диаграммах тренды

распределения несовместимых элементов в траппах из различных частей платформы занимают однотипное положение (рис.). Отношение $(La/Yb)_n$, варьирует в узких пределах 2,2-3,5, подчеркивая близкий характер распределения REE в траппах. Геохимические индикаторы корового вклада $Nb/Nb^*=0,37-0,63$ и $La/Nb>1,2$ в породах трапповой формации свидетельствуют о наличии коровой контаминации.

В среднепалеозойское время восточная периферия Сибирской платформы отличалась активной магматической деятельностью, связанной с заложением серии палеорифтовых систем. Наиболее крупными из них являются Вилуйское и Оленекское ответвления Предверхоянского палеорифта. Режим палеорифтогенеза характеризуется поступлением толеитовых расплавов субщелочного состава. Магматическая деятельность в пределах рифтовых зон была продолжительной, а геодинамическая обстановка ее сопровождающая – неоднородной, что отразилось на вещественном составе пород. В центральных частях рифтовых долин в режиме растяжения подъем расплава происходил быстро. Формировались типичные базиты с незначительным содержанием фенокристаллов (до 3 %) в породах краевых зон. Относительно пород трапповой формации они характеризуются повышенными содержаниями Ti, K, P, HSE, LREE, и более высоким отношением $(La/Yb)_n=5,4$. Отсутствие Ta-Nb минимума на мультиэлементных диаграммах, свидетельствует об отсутствии коровой контаминации расплавов, ответственных за формирование всех типов среднепалеозойских магматитов.

Во внешних рамповых зонах рифтов в удалении от их осевых частей, где доминирует режим компенсационного сжатия, формируются специфические рои даек базитов плагиодолеритового ряда с признаками интенсивного фракционирования расплава в докамерной обстановке. Этот процесс сопровождается появлением в долеритах значительных количеств (до 30 %) протофаз плагиоклаза. Гравитационное осаждение ранних темноцветных минералов обусловило низкие содержания в плагиодолеритах Mg, Fe, Ni, Co, Cr. В то же время магматиты рампов обогащены целым комплексом порообразующих элементов (Ti, K, P), в них существенно возрастает роль высокочarged элементов – Zr, Nb, Hf,

Та, происходит активное накопление LREE, что служит причиной очень высокой в плагиодолеритах степени фракционирования REE $(La/Yb)_n = 11,8$). Об активном влиянии флюидной фазы свидетельствует повышенное содержание легкоподвижных крупноионных литофилов – Rb, Ba, Sr, Pb. Калишпатизация плагиоклаза связана с привнесом калия в систему. Графики распределения нормированных к примитивной мантии концентраций несовместимых элементов в плагиодолеритах демонстрируют стронциевый минимум, что связано с фракционированием плагиоклаза.

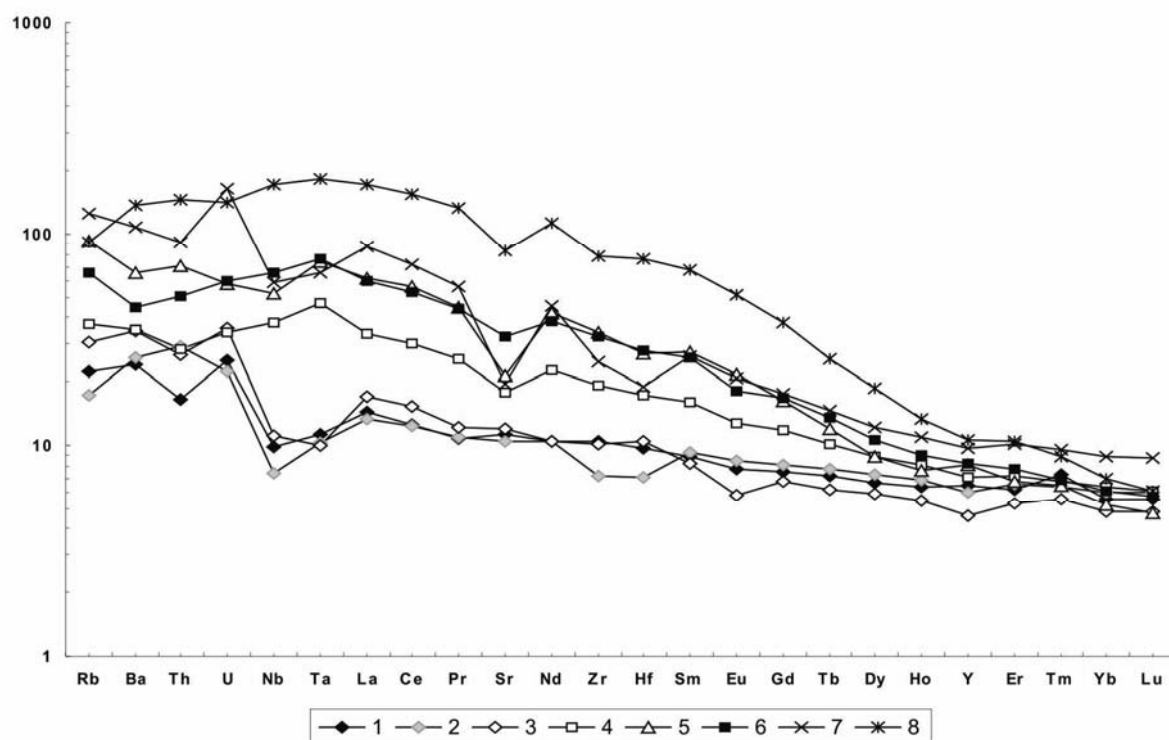


Рис. Распределение нормированных по примитивной мантии [2] редких элементов. Условные обозначения. Траппы: 1 – восточной, 2 – центральной частей Тунгусской синеклизы, 3 – Оленекского поднятия, 4 – типичные долериты палеорифтов, 5 – плагиодолериты рамповых зон, 6 – околотрубочные базиты, 7 – трахидолериты северо-западной части платформы, 8 – трахидолериты северо-восточной части Сибирской платформы.

Уникальность Вилуйского и Оленекского палеорифтов состоит в совмещении в их пределах базитового и кимберлитового магматизма. Отдельную группу составляют дайки высокотитанистых базитов, локализующиеся вблизи кимберлитовых трубок. В пределах Накынского

кимберлитового поля по времени становления они посткимберлитовые. Их формирование сопровождалось эксплозивной деятельностью, с образованием участков брекчированных пород, подверженных K-Mg-метасоматическому преобразованию. Основной чертой химического состава околотрубочных базитов является высокое содержание TiO_2 (до 5 %). Кроме того, их вещественный состав характеризуется слабой недосыщенностью кремнекислотой, увеличением роли K_2O и летучих компонентов. Околотрубочные базиты обогащены всеми несовместимыми элементами. Характер распределения REE отличается заметным фракционированием $(\text{La/Yb})_n = 9,8$). По уровню содержаний когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn) околотрубочные базиты мало отличаются от типичных долеритов рифтов.

В пространственной связи с трапповыми интрузиями на северо-западной и северо-восточной окраинах платформы сформировались тела трахидолеритов. Образованы они щелочной оливин-базальтовой серией расплавов и приурочены на западе к Енисейско-Хатангскому, а на востоке к Лено-Анабарскому рифтам. Трахидолериты в западной части по времени становления являются позднепалеозойскими и предшествуют трапповому магматизму, а в восточной – раннемезозойскими и завершают цикл фанерозойского магматизма на платформе. Трахидолериты характеризуются пониженной кремнекислотностью (среднее содержание 42-44 % SiO_2), повышенной щелочностью (сумма щелочей 5,0-6,0 %). Весьма показательно необычно высокое содержание в трахидолеритах титана (3,7-5,3 % TiO_2), повышенное железа (>14 % FeO_{tot}), фосфора (до 1,4 % P_2O_5). Наиболее яркой геохимической чертой трахидолеритов является значительное содержание в них элементов группы титана (Zr, Nb, Y, Yb, Hf, Ta), отчетливое обогащение крупноионными элементами – Cs, Ba, Rb, Pb, K. В них фиксируется максимальная сумма REE, характер распределения которых отличается значительным фракционированием: в западной части отношение $(\text{La/Yb})_n$ в трахидолеритах равно 9,8 и в восточной - 24,9.

Таким образом, среди разновозрастных интрузивных образований Сибирской платформы по своим геохимическим характеристикам четко

выделяются позднепалеозойские-раннемезозойские платформенные магматиты трапповых синеклиз, образованные толеит-базальтовой серией расплавов. К рифтогенному магматизму относятся: пермо-триасовые трахидолериты периферийных частей платформы, производные щелочной оливин-базальтовой магмы; среднепалеозойские долериты палеорифтовых зон, преимущественно субщелочного толеитового состава; щелочные высокотитанистые базиты рамповых зон палеорифтов и высокотитанистые околотрубочные породы кимберлитовых полей.

Магматитам из разных тектонических структур соответствуют магмы, образованные на различных глубинах. Интрузивные породы траппового формационного типа отличаются пологим наклоном спектров редкоземельных элементов, низким значением отношений La/Yb_n (2,2-3,0) и $(Tb/Yb)_n < 1,3$. Базиты рифтовых зон характеризуются высокими концентрациями LILE, крутым наклоном на спектрах REE (La/Yb_n изменяется в пределах 5,4-24,9) и отношениями $(Tb/Yb)_n > 1,8$. В соответствии с геохимическими данными магма ответственная за образование трапповых интрузивов формировалась из источника соответствующего устойчивости шпинели, а базитовые расплавы рифтовых зон из гранатсодержащего источника. Можно предположить, что при рифтогенезе степень плавления была различной. Типичные базиты палеорифтов образовались из источников с более высокой степенью плавления. Для высокотитанистых пород вероятнее всего либо более глубинные источники, либо более низкая степень плавления субстрата.

Литература:

1. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука. 1979.
2. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

ПРОДУКТИВНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ: FE-ОКСИДНЫЙ CU-AU (IOCG) ТИП РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Костин А.В.

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

Мифы об истощении минерально-сырьевой базы золота на востоке Якутии используются обычно для обоснования проведения поисковых работ на новых территориях и не соответствуют действительности. На самом деле, сегодня отрабатываются всего три коренных месторождения золота – Бадран, Сентачан и Сарылах, серебра – ни одного. Все остальные месторождения опойсковываются, разведываются до категорий предполагаемых ресурсов и остаются невостребованными, что делает геологоразведку некупаемой.

Вероятно, назрела необходимость поменять базовую идею того, какие месторождения следует искать, разведывать и предлагать к эксплуатации. Для Восточной Якутии к новому перспективному типу относится большая группа Fe-оксидных Au-Cu гидротермальных месторождений (IOCG – Iron oxide copper gold ore deposits) с Cu, Au, Ag, U, REE, Bi, Co, Nb и др. Подобные месторождения характеризуются крупными и уникальными запасами руд (Olympic Dam, Candelaria и др.), являются градообразующими, но до настоящего времени в Восточной Якутии не изучались [1].

Все известные Fe-оксидные-Cu-Au (IOCG) месторождения являются частью большой группы Cu-Au порфировых месторождений [4] и характеризуются рядом общих черт [2]:

1. Интрузивная рама – порфировые интрузивы (штоки, штокообразные тела, реже дайки);
2. Брекчиевые тела, обычно надстраивающие порфировые интрузивы по вертикали;

3. Метасоматиты, подчиненные порфировым телам и располагающиеся конформно их ограничениям;

4. Штокверковые трещинные системы, конформные интрузивам, включающие промышленные руды.

IOCG-месторождения образуются вблизи щелочных и известково-щелочных интрузий [4], на глубине руды могут переходить в порфировые Cu-Mo или Cu-Au. Производные таких РМС могут включать Fe; Mo-Cu; Cu-Mo; Cu-Au; Fe-Au; Pb-Zn и Au-Ag минеральные типы руд [3], часть из них – Cu-Au и Fe-Au могут отлагаться выше кровли интрузий в условиях, благоприятных для формирования брекчиевых руд IOCG-типа.

Одним из выявленных средствами ГИС и заверенным опробованием является Реп-Юрюинское рудное поле [1], которое входит в состав Тарынского рудно-россыпного узла, расположенного в Верхне-Индигирском горнопромышленном районе. Его площадь сложена терригенными отложениями верхоянского комплекса (T_2-J_3), прорванными редкими дайками долеритов (J_3) и небольшими интрузивами гранодиорит-гранитного комплекса (J_3-K_1) – Курдатский и Эргеляхский ряды, секущие складчатые структуры.

По элементному составу обнаруженная природная аномалия может быть отнесена к Fe-оксидной-Au-Cu, связанной с брекчиями зоны экзоконтакта группы Реп-Юрюинских плутонов. Рудное тело брекчий повторяет контур кровли массива и может быть отнесено к типу «манто». Средние содержания Au – 1,17 г/т; Ag – 98,96 г/т; Fe – 15,97%; Cu – 0,53% [5]. Реп-Юрюинский подтип IOCG представлен гранит-гранодиорит-монцонитовой ассоциацией, с рудными брекчиями в которых арсенопиритовые руды (площадь около 80 м²) ассоциируют с Fe-оксидными брекчиями. Площадь выхода брекчий около 5,16 км², плотность варьирует от 2,41 до 3,23 (среднее = 2,76 г/см³). Ресурсный потенциал руды составляет около 712 млн.т. при 50 м подвеске. Ресурсный потенциал Au может составить более 800 т, Ag - более 70000 т, Cu – более 350 000 т.

ГИС-технологии позволяют выявлять для последующей заверки продуктивные на Fe-оксидную минерализацию участки, которые локализованы вблизи интрузий и потенциально могут относиться к IOCG-

типу, а также вычислять их геометрические параметры (площадь и объем). Приведенные в таблице данные свидетельствуют о колоссальном рудном потенциале - 343755,39 млн.т., который по аналогии с Реп-Юреинской ЮОСГ аномалией может содержать более 300 000 т Au и ряд других металлов.

Таблица

Продуктивные на Fe-оксидную минерализацию плутоны (листы Q52- 55)

Характеристики плутонов		Fe-оксидная минерализация	
<i>Название</i>	<i>Площадь, км²</i>	<i>Площадь, км²</i>	<i>Руды млн.т.</i>
Ахитанский	2,33	0,20	27,63
Чалбынский	60,98	1,70	228,90
Олохтохский	2,44	1,99	268,74
Болдымбинский	44,54	2,26	305,28
Джетаньинский	7,84	2,36	318,22
Кыс-Кюельский	1,33	3,15	424,68
Кыгыл-Тасский	0,24	3,33	449,43
Порожно-Цепинский	1505,26	7,86	1061,76
Маркинский	48,84	7,95	1073,22
Онньохская группа	4,28	9,25	1249,20
Сосукчанский	0,40	9,52	1284,95
Хобяту-Эчийский	159,65	9,59	1294,49
Хунхадинский	5,38	11,44	1544,40
Чималгинский	348,81	20,94	2826,59
Право-Джолакагский	117,51	21,24	2867,28
Лево-Эрикитский	740,47	41,78	5639,78
Чугулукский	461,61	50,31	6791,22
Сууру	84,36	65,47	8838,45
Верхне-Тирехтяхский	387,59	68,21	9208,05
Право-Туостахский	1094,45	76,07	10268,96
Чибагалахский	3763,38	79,15	10685,00
Хулырын	26,52	79,23	10695,53
Этанджинский	15,57	91,54	12357,43
Нуру	24,53	109,00	14715,30
Верхне-Бургалинский	35,23	137,76	18597,90
Улахан-Нагаинский	27,90	194,01	26191,78
Дарпирский	340,81	203,95	27533,58
Хаяргастахский	451,21	327,57	44221,91
Право-Эрикитский	404,57	909,52	122785,76
Всего руды, млн. т			343755,39

Литература:

1. Костин А.В. Перспектива открытия Fe-оксидных $\pm\text{Cu}\pm\text{Au}$ месторождений (IOCG-типа) на Северо-Востоке России // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы всероссийской научно-практической конференции. Якутск. 2012. Т.1. С. 215-218.
2. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. – М.: Недра. 1986. 236 с.
3. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. Л., Недра, 1978, 234 с.
4. Corriveau L. Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold (+/-Ag,+/-Nb,+/-REE,+/-U) Deposits: A Canadian Perspective // Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 490 de la Couronne, Québec, G1K 9A9, 2009.
5. Kostin A.V. Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. 2012. №9. pp. 1045 – 1053.

КОНВЕРТАЦИЯ ДАННЫХ LANDSAT ETM+ В ЗНАЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПРИМЕРЕ СОВРЕМЕННЫХ РАЗЛОМОВ ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА

Костин А.В., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г.

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

kostin@diamond.ysn.ru

Изданные геологические карты Лено-Виллюйского водораздела м-ба 1:500 000 не отражают многих современных разломов [1], тем не менее, они есть и их тектоническая активность достаточно высока. Как правило, активные разломы характеризуются повышенными тепловыми потоками и смещениями речных долин. Один из способов их выявления – анализ температурных полей по материалам тепловых космических съемок и дешифрирование спектрально-зональных снимков Landsat.

Регулярные данные по изучению тепловых свойств земной поверхности стали доступными с конца 70-х годов с метеорологических спутников NOAA (радиометр AVHRR), после запуска спутников Landsat-5

(запущен в 1984 г.) и Landsat-7 (запущен в 1999 г.) в 6 канале радиометров ТМ и ЕТМ соответственно. Данные тепловых космических съемок позволяют выявлять морфологические особенности современных активных разломов за счет выявления форм и размеров геотермических аномалий и на этой основе выполнять районирование территории для выявления зон современной тектонической активности.

Теория. Информацию о режиме съемки конкретного канала можно получить из файла метаданных поставляемого вместе со сценой Landsat. Для конвертации данных ЕТМ+ в значения температуры используются каналы 61 и 62 [2]. Значения DN (Digital Numbers), которые мы имеем исходно в каждом пикселе полученного снимка пропорциональны количеству попадающего на сенсор излучения и характеризуют поток энергии (ватт) на квадратный метр земной поверхности на одинстерадиан (трехмерный угол от точки на поверхности Земли к сенсору) на единицу измеряемой длины волны:

$$W/(m^2 * ster * \mu m)$$

Съемка в low gain режиме используется, когда яркость земной поверхности высока и в режиме high gain, когда яркость поверхности низкая. Подготовка вычислений значения температур включает следующие шаги:

1. Загрузка в проект ArcGIS обоих тепловых каналов (high gain и low gain);
2. Конвертация изображений в гриды;
3. В обоих гридах, открываем для редактирования атрибутивную таблицу и значение DN [Val]=0 («нет данных» – соответствует зарамочному полю сцены Landsat) меняем на значение 999. Это важно – в дальнейшем предстоит логарифмирование с участием в формуле [Val], а по определению логарифм $\log_a b$ имеет смысл при $a > 0$ и $b > 0$;
4. В атрибутивную таблицу, добавляем новое поле с атрибутами: Name = Temperature, Type = Number, Width = 10, Decimal Place = 2;
5. На основе файла метаданных поставляемого вместе со сценой Landsat вычисляем 2 формулы [2]:

$L_\lambda = (L_{\max} - L_{\min}) / (Q_{\max} - Q_{\min}) * (DN - Q_{\min}) + L_{\min}$ – излучение на сенсоре, представляющее собой то количество энергии, которое достигает сенсор спутника ETM+,

$T_{\text{Цельсий}} = K2 / \log((K1/L_\lambda) + 1) - 273$ – излучение на сенсоре пересчитывается в температуру Цельсия, где калибровочные константы $K1 = 666,09$; $K2 = 1282,71$.

6. Для вычисления температуры $T^\circ\text{C}$ в Field Calculator набираем такие выражения:

Для BAND6_GAIN1: $1282.71 / \log(666.09 / (0.066929 * ([VAL] - 1))) - 273$

Для BAND6_GAIN2: $1282.71 / \log(666.09 / ((0.037205 * ([VAL] - 1)) + 3.2)) - 273$

Практика. Рассматриваемый природный объект сложен породами мелового возраста и расположен на водоразделе р.р. Синяя (приток р. Лена) – Чыбыда (приток р. Вилуй), листы Р-51-А,Б (м-б 1:500 000). Разрывной тектоники в данном районе не известно [1].

На рис. 1А представлен композитный снимок Landsat (bands 3 + 2 + 1), на котором отчетливо проявлены линейные структуры С-В простирания. Границы этих структур характеризуются контрастной сменой температур (рис. 1Б). На рис. 2 отчетливо видно смещение с амплитудой 3 км русла реки Тымтайдах по зоне левостороннего сдвига С-В простирания.

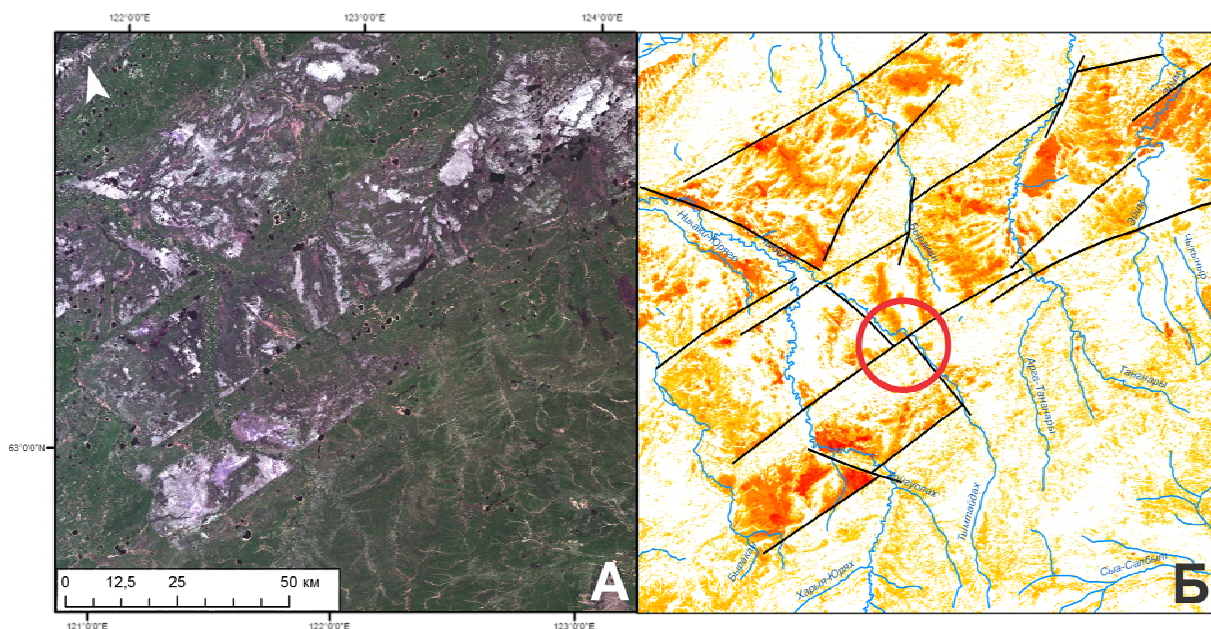


Рис. 1. Современные активные разломы Лено-Вилуйского водораздела (истоки р.р. Синяя - Чыбыда): А. На композитном снимке Landsat (bands 3 + 2 + 1); Б. На карте теплового поля (круг – область рис. 2)

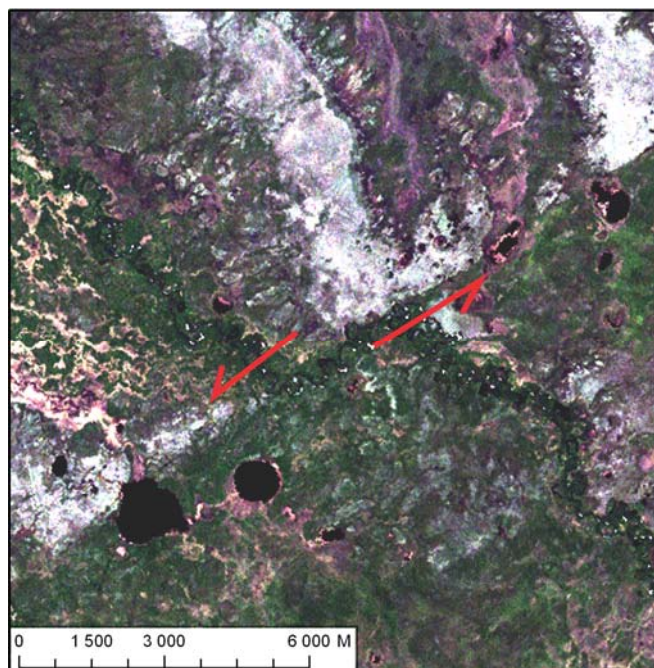


Рис. 2. Смещение русла р. Тымтайдах в зоне левостороннего сдвига, амплитуда около 3 км. Стрелки показывают перемещение по сдвигу.

Выводы

1. На территории Лено-Вилуйского водораздела установлены обширные зоны проявления современной тектонической активизации. Их выявление и дальнейший анализ возможны на основе спектральных снимков Landsat.
2. С выявленными зонами современных разломов может быть связана сейсмическая активность, амплитуды сдвиговых дислокаций достигают нескольких км.
3. Гидротермальная активность зон современных разломов не изучена.

Литература:

1. Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Центрально-Якутский блок. Листы Р-51-А,Б. / Гриненко В.С., Камалетдинов В.А. и др. – С-Пб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000.
2. Landsat 7 science data users handbook. USGS. 1998. 207 p.

УЧЕТ РИСКОВ ПРИ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ И СТОИМОСТНОЙ ОЦЕНКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Котляров И.Д., Петров С.В.

Санкт-Петербургский государственный университет

ivan.kotliarov@mail.ru, petrov64@gmail.com

В теории и практике разведки месторождений полезных ископаемых для оценки неопределенности информации о запасах ресурсах используется классификация запасов и прогнозных ресурсов ТПИ по степени их геологической изученности (включенная в «Классификацию запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых», утвержденную приказом Министерства природных ресурсов РФ [9]). Именно степень изученности месторождений отражает уровень неопределенности информации о ресурсах ТПИ и выступает, таким образом, в качестве мерила риска. Однако этот инструмент скорее качественный, а не количественный, поскольку соответствующая ему шкала является порядковой, а не интервальной. Отсюда следует очевидная задача – присвоить каждой группе ресурсов ТПИ, выделяемых в соответствии с установленной классификацией, свою величину премии за риск, связанный с достоверностью информации.

Попытки решить эту задачу известны для месторождений углеводородного сырья [1, 4]. В области ТПИ такие исследования не велись, в наиболее известной работе приводится лишь диапазон возможных значений премии за риск горного проекта без конкретных рекомендаций по ее применению и без привязки премий к категории ресурсов ТПИ [5].

Предлагаемая работа направлена на построение такой шкалы.

Отметим, что в существующих шкалах премий, предложенных для углеводородов, каждой категории запасов нередко присваивается не конкретное значение премии за риск, а диапазон значений, при этом рекомендации по выбору величины премии из этого диапазона отсутствуют. Это усложняет задачу определения премии за риск. При этом

очевидно, что запасы, даже будучи отнесенными к одной категории, могут различаться, что требует назначения для каждой категории не конкретного значения премии, а диапазона. По этой причине необходимо сформулировать четкие и однозначные рекомендации для инвестора по выбору конкретного значения из этого диапазона. В качестве критерия мы считаем возможным предложить сложность геологического строения. Это полностью соответствует действующей в нашей стране классификации запасов (ресурсов) твердых полезных ископаемых. Кроме того, эти параметры (категорийность запасов и прогнозных ресурсов и группировка объекта по сложности строения) определяются в процессе разведки однозначно, следовательно, их знание позволяет однозначно выбрать значение премии за риск, связанный с достоверностью определения запасов и прогнозных ресурсов и сложностью их геологического строения.

Попытки учесть группу сложности геологического строения при оценке месторождения уже предпринимались [1, 3], в том числе и путем разработки шкал премии за риск, обусловленный этим фактором [1], однако, насколько нам известно, предложенные алгоритмы широкого распространения не получили.

Предлагаемая нами шкала представлена в табл. 1.

Отметим, что сомнительным может показаться назначение премий за риск не только для запасов, но и для ресурсов полезных ископаемых, поскольку информация о будущих доходах в данном случае отсутствует. Однако эта проблема только кажущаяся. Необходимо понимать, что в случае ресурсов производится не стоимостная оценка самих этих ресурсов, а оценка текущей стоимости проекта, который может быть основан на этих ресурсах в случае их подтверждения. Иными словами, речь идет об оценке венчурного, или в более привычной для горной экономики терминологии – юниорного проекта. Такая оценка тоже производится путем дисконтирования по более высокой ставке, учитывающей повышенные риски инвестора (но дисконтируются не будущие денежные потоки, а будущая ожидаемая рыночная стоимость проекта). Таким образом, говорить о премии за риск в данном случае вполне оправданно, просто она имеет несколько иную природу, чем при оценке запасов.

Такой подход подтверждается тем, что авторы существующих шкал премий за риск запасов включают в них и премии за риски ресурсов [1, 4].

Таблица 1

Шкала премии за риск достоверности определения запасов твердых полезных ископаемых в зависимости от группы сложности месторождения и категории запасов по степени изученности

		Категории запасов по степени геологической изученности			
		А	В	С1	С2
Группы запасов по сложности геологического строения	1	0	0.25	1.00	3.25
	2	-	0.50	1.50	4.00
	3	-	-	2.00	4.75
	4	-	-	2.50	5.50

Согласно предлагаемой шкале, чем ниже степень изученности месторождения, тем выше относительная премия за риск (иными словами, при переходе от одной категории к другой величина премии за риск нарастает не равномерно, а все более быстрыми темпами, что отражает ускорение роста рисков, связанных с запасами или ресурсами). Справедливо и обратное: чем хуже условия залегания месторождения и чем ниже степень его изученности, тем более высокий экономический эффект за счет снижения ставки дисконтирования будет получен при его доразведке и переводе в более высокую категорию.

Мы считаем возможным ввести понятие геолого-инвестиционной оценки месторождения, под которой мы понимаем установление величины премии за риск достоверности определения запасов и прогнозных ресурсов, зависящий от степени их геологической изученности и сложности их геологического строения, как важнейшей компоненты ставки дисконтирования для соответствующего горно-инвестиционного проекта;

Авторы надеются, что результаты, полученные в данной статье (и прежде всего – наш вывод о необходимости построения шкалы премий за риск запасов на основе учета как степени геологической изученности, так и степени сложности геологического строения, при отказе от учета остальных факторов), смогут стать основой для дальнейших исследований

по оценке ставки дисконтирования, и, в конечном счете, позволят построить единую методику ее расчета.

Литература:

1. Белякова О. О., Захарченко Н. Н., Филатов С. А. Учет факторов риска при реализации инвестиционных проектов в сфере недропользования // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. – 2011. - № 22.
2. Классификация запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Утверждена приказом МПР России от 11.12.2006 № 278.
3. Куликов А. П. Подход к оценке природной ренты с точки зрения характеристик месторождения // Научные труды: Институт народнохозяйственного прогнозирования РАН. – 2004. – Т. 2. – С. 398-419.
4. Назаров В. И., Калист Л. В. Риски в системе управленческих решений по выбору направлений и объектов освоения морских углеводородных ресурсов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. № 2. – Доступно онлайн по адресу: <http://www.ngtp.ru/rub/3/004.pdf>. Проверено 26.12.2012.
5. Smith L. D. Discounted Cash Flow Analysis. Methodology and Discount Rates. CIM MEE, 2003.

РАЗЛОМЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ, ВЫЯВЛЕННЫЕ ПО ТЕМПЕРАТУРНЫМ ПОЛЯМ (ДАННЫЕ LANDSAT ETM+)

Кривошапкин И.И.

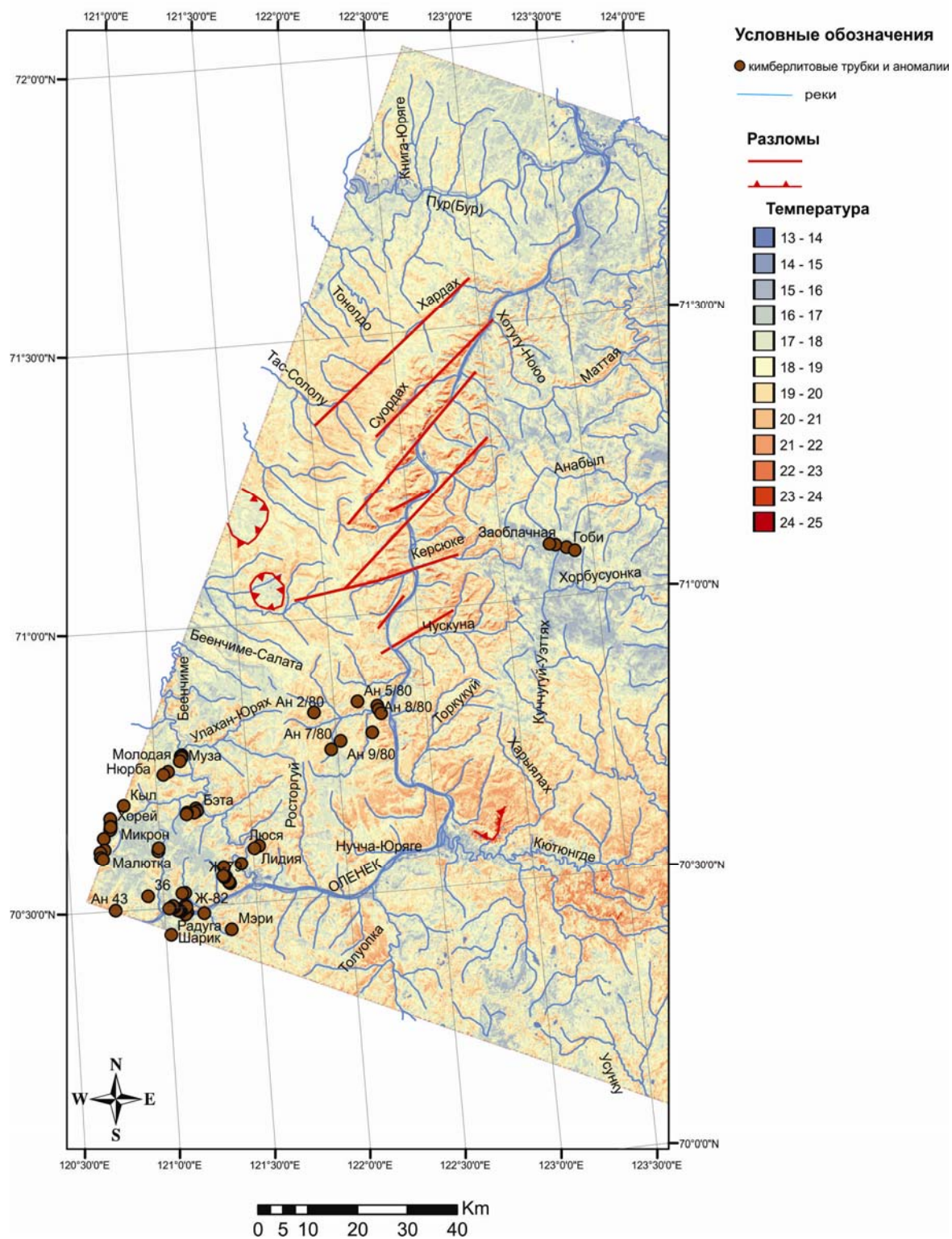
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Рассматриваемый участок расположен в Анабарском районе, в междуречье рек Бенчима и Оленек и сложен породами кембрийского возраста. По контрастному изменению температурного поля (спектры 61 и 62 Landsat ETM+) четко выделяются кольцевые и радиальные разломы северо-восточного направления.

Куойкское и Хорбусуонское кимберлитовые поля расположены на продолжении радиальных разрывных структур и тяготеют к участкам контрастной смены температур (рисунок), что подтверждает перспективу

анализа температурных полей для выявления структур, контролирующих размещение полей кимберлитов.

Температурные аномалии на участке рек Оленек, Беенчимае.



К ВОПРОСУ О БИПОЛЯРНОМ РАСПРОСТРАНЕНИИ ПЕРМСКИХ АММОНОИДЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Кутыгин Р.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
rkutygin@mail.ru

Биполярное распространение бентосных фаун, связанное с климатической зональностью, является одной из важных отличительных черт биогеографии пермского периода [7, 12]. Наличие биполярности фаунистических ареалов порождает множество интересных вопросов о биогеографическом распространении биот, путей миграции и обмена фаунами субарктических поясов Бореальной и Нотальной надобластей. В пермских отложениях Северо-Востока Азии А.С.Бяков установил 5 стратиграфических уровней, содержащих общие с разрезами Австралии виды двустворок [2], что позволило ему сделать важное предположение о неоднократных трансэкваториальных миграциях биполярной бентосной биоты [3]. В связи с этим интересно установление примеров биполярного распространения нектонных фаун, к каким относятся аммоноидеи.

В рамках рассматриваемой проблемы вызывает интерес общие для Нотальной надобласти и Восточной области Бореальной надобласти особенности терминального развития преимущественно каменноугольного семейства Glaphyritidae. В среднем-позднем карбоне глафиритиды были очень широко распространены в акваториях всех трех надобластей Земного Шара. Ранее считалось, что это семейство прекратило существовать в начале ассельского века. Однако последние данные [5, 10] свидетельствуют о том, что угнетенные формы глафиритов пережили ассельский кризис в морских палеобассейнах Патагонии (*Glaphyrites taboadai*) и Омолонского микроконтинента (*Kolymoglaphyrites lazarevi*), что могло быть одним из примеров биполярного распространения сакмарских аммоноидей. На наш взгляд данная биогеографическая биполярность обусловлена не обменом нотальными и восточнобореальными аммоноидными фаунами, а

параллелизмом в развитии реликтовых форм каменноугольного семейства, адаптировавшихся к специфическим (возможно, субарктическим) условиям обитания.

Обращает на себя внимание присутствие в разрезах перми Австралии ряда представителей преимущественно бореального рода *Uraloceras* [8, 13, 14]. Однако отношение к систематикой принадлежности австралийских уралоцерасов в настоящее время остается неоднозначным. Один из установленных здесь видов (*U.lobulatum*) М.Ф.Богословская отнесла к монгольскому роду *Gobioceras* [1], рассматривая его в качестве исходного видового таксона крупного кунгурско-среднепермского семейства *Spirolegoceratidae*. Другой вид (*U.irwinense*) Б.Гленистер с коллегами отнес к уральско-памирскому роду *Svetlanoceras* [9]. Аналогичная участь постигла и остальные виды (*U.pokolbinense*, *U.whihousei*), в результате чего представителей рода *Uraloceras* в Австралии совсем не остается. Однако, на наш взгляд, отнесение вида *U.irwinense* к роду *Svetlanoceras* представляется спорным. Даже если признать наличие в выборке этого вида отдельных светланоцерасов, голотип [14, pl. 4, fig. 7] следует рассматривать в составе рода *Uraloceras*. Вид *U.irwinense* морфологически очень близок к северо-восточным умеренно эволютным уралоцерасам (*U.subsimense* и *U.kolymense*). Если признать эти таксоны родственными, то возникает вопрос о вероятных путях миграции ранних (сакмарских) уралоцерасов. При имеющихся данных мы можем предполагать, что перемещение этих гониатитов происходило от Бореальной надобласти в Нотальную в период развития раннеэчийской (сакмарской) трансгрессии.

В Тетической (Тропической) надобласти уралоцерасы являются редким элементом и представлены единичными находками. Только в нижней перми Невады известно богатое местонахождение раковин этого рода, отнесенных к виду *Uraloceras newadense* [11]. Интересно, что этот южный вид имеет отчетливое морфологическое сходство с северо-восточным *U.omolonense*. Отличия между ними незначительны и связаны, прежде всего, со скульптурой юных раковин. Мы не исключаем близкое родство этих двух видов [6].

Общими для Верхоянского и Западно-Австралийского палеобассейнов является среднепермский (роудский) род *Daubichites*, имеющий очень широкое (космополитное) географическое распространение и узкий возрастной интервал. Представители рода *Daubichites* встречаются в среднепермских отложениях Западного Верхоянья, Хараулаха, Новой Земли, Канадского Арктического Архипелага и Западной Канады, штатов Айдахо, Вайоминг и Аризона, Сихотэ-Алиня и различных регионов Китая. При этом, только в Западной Австралии и Верхоянье известен вид *Daubichites goochi*, отличающийся от других даубихитов узкими, постоянно сужающиеся к основанию, ветвями вентральной лопасти и узкой бокаловидной боковой лопастью. Центр ареала *Daubichites goochi*, вероятно, располагался в Западно-Австралийском палеобассейне. Крупные представители этого вида (диаметр раковины более 30 см) проникли в Верхоянское море через одну из транзитных зон тетических акваторий в период крупной глобальной (роудской) трансгрессии [4].

Приведенный обзор позволяет сделать вывод о том, что для пермских аммоноидей Северо-Востока Азии биполярное распространение было крайне редким явлением. Относительно активный обмен аммоноидных фаун происходил в пределах Бореальной надобласти (преимущественно с Уральским и Арктическо-Канадским бассейнами) [4]. Возможно, что с началом эчийской трансгрессии (сакмарский век) произошло поступление в Австралийскую биогеографическую область угнетенных форм уралоцерасов, а в период раннеделенжинской трансгрессии (роудский век) из Нотальной надобласти (Австралийская область) в Верхоянское море проникли крупные представители рода *Daubichites*.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00053, 11-05-00950 и Программы Президиума РАН № 23 (Арктика).

Литература:

1. Богословская М.В., Павлова Е.Е. О развитии аммоноидей семейства Spirolegoceratidae // Палеонтол. журн. 1988. № 2. С. 111-114.

2. Бяков А.С. Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 264 с.
3. Бяков А.С. Биота пермских морей Северо-Востока Азии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2012. № 4. С. 23-27.
4. Кутыгин Р.В. Основные черты биогеографического развития аммоидных сообществ Северо-Востока Азии в пермском периоде // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. Материалы совещания. М.: ПИН РАН. 2012. С. 80-83.
5. Кутыгин Р.В., Ганелин В.Г. Пермские аммоидеи Колымо-Омолонского региона. Кыринский комплекс // Палеонтологический журнал. 2011. № 3. С. 14-24.
6. Кутыгин Р.В., Ганелин В.Г. Пермские аммоидеи Колымо-Омолонского региона. Огонёрский комплекс // Палеонтологический журнал. 2013. № 1. С. 3-10.
7. Невеская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Палеозой. М.: Наука, 1998. 503 с.
8. Armstrong J.D., Dear J.F., Runnegar B. Permian Ammonoids from Eastern Australia // J. Geol. Soc. Aust. 1967. V. 14, pt. 1. P.87-97.
9. Glenister Brian F., Baker Cathy, Furnish W.M., Thomas G.A. Additional Early Permian ammonoid cephalopods from Western Australia // J. Paleontol. 1990. V. 64. № 3. P. 392-399.
10. Sabbatini N., Riccardi A.C., Pagani M.A. Cisuralian Cephalopods From Patagonia, Argentina // J. Paleontol. 2006. V. 80. № 6. P. 1142-1151.
11. Schiappa T.A., Hemmesch N.T., Spinosa C., Nassichuk W.W. Cisuralian Ammonoid genus *Uraloceras* in North America // J. Paleontol. 2005. V. 79. Iss. 2. P. 366-377.
12. Shi G.R., Grunt T.A. Permian Gondwana – Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. V. 155. P. 239-263.
13. Teichert C. A new ammonoid from the eastern Australian Permian province // Royal Soc. New South Wales, jour. Proc. 1954. V. 87. P. 46-50.
14. Teichert C., Glenister B.F. Lower Permian ammonoids from the Irwin Bassin, Western Australia // J. Paleontol. 1952. V. 26, № 1. P. 12-23.

Современный рентгеновский анализ в промышленности



Рентгенофлуоресцентный волнодисперсионный спектрометр **S8 TIGER**

- Определение химического состава материалов
- Простая и быстрая пробоподготовка
- Анализ элементов от бериллия до урана
- Диапазон измеряемых концентраций от долей ppm до 100%
- Воспроизводимость 0,05 % отн.
- Быстрый обзорный анализ и получение полуколичественных результатов без использования стандартных образцов
- Современное программное обеспечение **SPECTRA^{PLUS}**

Настольный рентгеновский дифрактометр **D2 PHASER**

- Качественный и количественный фазовый анализ
- Определение степени кристалличности
- Характеристики фазы (параметры ячейки, размер кристаллитов, микронапряжения)
- Определение кристаллических структур
- Широкий спектр прободержателей стандартного промышленного размера (Ø 51.5 мм) для различных задач

Рентгеновский дифрактометр **D4 ENDEAVOR**

- Фазовый анализ большого количества проб
- Быстрый анализ при помощи позиционно-чувствительного детектора
- Интегрирование в производственные линии
- Дифрактометр **D4 ENDEAVOR** специально разработан для автоматизированной системы контроля качества в промышленности

Innovation with Integrity

XRF/XRD

www.bruker.ru

ООО Брукер

Москва, 119017,

Пятницкая ул. 50/2 стр. 1

Тел.: +7 (495) 517-92-84

+7 (495) 517-92-85

e-mail: xray@bruker.ru

Санкт-Петербург

Екатеринбург

Казань

Новосибирск

Тел.: +7 (812) 323-46-09

Тел.: +7 (343) 345-85-92

Тел.: +7 (843) 290-81-89

Тел.: +7 (983) 121-63-89