



60-лет ИГАБМ СО РАН

**ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ
РЕСУРСЫ**

*Материалы VII Всероссийской
научно-практической конференции*

5 - 7 апреля 2017 г.

Том I



Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К.Аммосова
Академия наук Республики Саха (Якутия)
НОЦ «Минерально-сырьевые ресурсы и технологии их оценки»
Якутское отделение Российского минералогического общества



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции,
посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных
металлов Сибирского отделения РАН

5–7 апреля 2017 г.

Том I

Якутск
2017

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

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
(проект №17-05-20044)

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

Ученые секретари конференции:
к.г.-м.н. Е.Г. Глушкова, к.г.-м.н. Л.И. Полуфунтикова,
к.г.-м.н. С.А. Бабушкина (составители сборника)

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России : материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 5–7 апреля 2017 г. : в 2 т. – Якутск : Издательский дом СВФУ, 2017.

ISBN 978-5-7513-2356-1

– Т. 1. – 487 с.

ISBN 978-5-7513-2357-8

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

ISBN 978-5-7513-2357-8 (т. 1)
ISBN 978-5-7513-2356-1

©ИГАБМ СО РАН, 2017
©Северо-Восточный федеральный
университет, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

| | |
|---|----|
| Алексеев В.И. Перспективы редкометалльной минерализации Куйвиеем- Пыркакайского рудного района (Чукотка)..... | 13 |
| Анисимова Г.С. Минералого-геохимические особенности руд Хатырхайского рудного поля Верхнеамгинской площади..... | 18 |
| Артемьев Д.С., Вилкова С.Э. Золоторудная минерализация Майского месторождения (Чукотский автономный округ)..... | 23 |
| Бакшеев Н.А., Пономарев В.Е., Мурзин О.В., Сенкевич В.С. Особенности геолого-геохимического строения и перспективные участки колчеданно-полиметаллического оруденения Пуштулимской площади, Салаирской металлогенической зоны..... | 30 |
| Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Мурашов К.Ю. Новые данные по геохимии руд типа Куроко месторождения Хотойдох (Северо-восток России)..... | 35 |
| Галямов А.Л., Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Кузнецова Т.П. Новые данные по геохимии руд миссисипского типа месторождения Сардана (Северо-Восток России)..... | 40 |
| Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю. Изотопно-геохимические особенности рудообразующего флюида золото-висмутовых месторождений Северо-Востока России..... | 46 |
| Герасимов Б.Б., Желонкин Р.Ю. Золото-сульфидные минерализованные зоны вкрапленного типа Лено-Анабарского междуречья..... | 51 |
| Герасимов Б.Б., Мухамедьяров М.Г. Минералогические особенности россыпного золота базальных конгломератов пермского возраста бассейна р. Ортоку Эекит (Оленекское поднятие)..... | 56 |

| | |
|--|-----|
| Глухов А.Н. Особенности металлогении длительно развивавшихся региональных структур с корой континентального типа на примере Северо-востока Азии..... | 60 |
| Глушкова Е.Г., Никифорова З.С., Каженкина А.Г., Соколов Е.П. Россыпная золотоносность Хатырхайского узла..... | 64 |
| Ивановский С.Я., Сенкевич В.С., Широбоков А.Ю. Данные дистанционного зондирования - применение при региональных, прогнозно-поисковых и поисковых работах на твердые полезные ископаемые..... | 70 |
| Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Жмодик С.М., Ковалев К.Р. О «новом» золоте из кор выветривания золоторудных месторождений..... | 74 |
| Кара Т.В. Использование данных структурного анализа и абсолютных датировок в прогнозе и поисках золото-меднопорфирового оруденения на Бургахчанской площади (Западная Чукотка)..... | 80 |
| Кокин А.В. Источники металлов эндогенных золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии..... | 85 |
| Кокин А.В. Золоторудное проявление Одержимый – перспективный объект для промышленного освоения золота, висмута и теллура..... | 90 |
| Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Золото и литолого-фациальная характеристика отложений россыпного месторождения «Мухор-Горхон» (Курбинский хребет, Западное Забайкалье)..... | 95 |
| Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золото-висмутовая минерализация Южного Верхоянья..... | 100 |
| Костин А.В. Особенности минерального состава и генетический тип Fe-оксидного-Cu-Au (IOCG) проявления Хурат в базальтах хребта Сетте-Дабан, Восточная Якутия..... | 106 |

| | |
|---|-----|
| Кравченко А.А., Лоскутов Е.Е., Березкин В.И., Терехов А.В., Зайцев А.И. | |
| Структурно-тектоническая позиция рудопроявления золота и радиоактивных металлов Керак (Алдано-Становой щит) и геофизические критерии прогноза оруденения..... | 111 |
| Литвиненко И.С. | |
| О шлихогеохимической специализации россыпей золотоносных районов Северо-востока России..... | 116 |
| Литвиненко И.С. | |
| Минеральные типы золото-серебряного оруденения месторождения Пологое (Северо-Восток России)..... | 122 |
| Лоскутов Е.Е., Журавлев А.И., Кравченко А.А., Кардаш Е.А., Тимофеев В.Ф., Мельников А.И., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Березкин В.И. | |
| Геолого-геофизические предпосылки золото-редкометального оруденения к востоку от Центрально-Алданского золотопромышленного района..... | 127 |
| Мансуров Р.Х. | |
| Высокая информативность шлихо-геохимических методов при поисках коренного золота в условиях Енисейского кряжа.... | 132 |
| Машуков А.В., Машукова А.Е. | |
| Количественное соотношение минералов в различных модификациях кубанита..... | 137 |
| Молчанов В.П., Андросов Д.В. | |
| Минералы благородных металлов Ариаднинского массива гипербазитов (Приморье)..... | 142 |
| Мустафин С.К. | |
| Рециклинг техногенного минерального сырья старых регионов золотодобычи как эффективный инструмент современного недропользования..... | 146 |
| Никифорова З.С. | |
| Геолого-структурные позиции предполагаемых коренных источников золота востока Сибирской платформы..... | 152 |
| Парада С.Г. | |
| Морфология и химический состав арсенопиритов из золоторудных проявлений в углеродисто-терригенной толще.... | 158 |

| | |
|---|-----|
| Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Геохимические особенности пирита и арсенопирита золоторудных месторождений Верхне-Индибирского района..... | 163 |
| Роголина Л.И. Платиноидная минерализация в рудах Николаевского скарново-полиметаллического месторождения..... | 169 |
| Роголина Л.И., Невструев В.Г., Воропаева Е.Н. Особенности состава основных рудных минералов Майминовского месторождения по результатам микрозондового исследования..... | 174 |
| Саввинова Л.А. Стандарт отчета 43–101 – инструмент подтверждения достоверности запасов для инвесторов на примере месторождения серебра Вертикальное (Западное Верхоянье, Якутия)..... | 179 |
| Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Котов А.Б., Базарова Е.П., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Савельева В.Б., Старикова А.Е., Толмачева Е.В., Шарыгин В.В. Катугинское редкометальное месторождение (Алданский щит): геология, геохимия, минералогия и геохронология..... | 183 |
| Скрябин А.И. Золото-редкометальное оруденение как коренной источник промышленных россыпей в Ченкеленьинском рудно-россыпном узле (Адыча, Якутия)..... | 187 |
| Суплецов В.М. Золото Колымского микроконтинента..... | 192 |
| Турапов М.К., Жанибеков Б.О., Хасанов А.А., Уматов Н.Ф., Фатхуллаева З.М. Тектонофизические и геодинамические особенности Алмалыкского рудного района..... | 198 |
| Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э. Прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения центральной части Адыча-Тарынской минерагенической зоны (Северо-Восток Якутии)..... | 203 |

**Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И.,
Собянин Ю.П.**

Тектоническая зональность Мало-Тарынского рудного поля,
Яно-Колымский золотоносный пояс: роль поперечных
структур и сдвигов..... 209

**ГЕОДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ
И АЛМАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА**

- Азарова Н.С., Бовкун А.В.**
Перовскит из кимберлитовых пород Верхне-Мунского
поля (Якутия)..... 214
- Афанасьев В.П., Николенко Е.И., Мальцев М.В.,
Иванов А.С., Роговой В.В.**
Гемоильменит – новый индикатор кимберлита? 219
- Баранов Л.Н., Толстов А.В., Лазарева Е.В.,
Карманов Н.С.**
Минералогия и геохимия апатит-магнетитовых
руд массива Томтор..... 223
- Бескрованов В.В., Дьячковская Т.К.**
Алмаз – кристаллический моноэлементный полимер..... 227
- Богуш И.Н., Спецрус З.В., Ковальчук О.Е.,
Кедрова Т.В.**
Типоморфные особенности алмазов эклогитового
и перидотитового генезиса..... 231
- Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г.,
Минин В.А.**
Формация щелочных пикритов и карбонатитов
Якутской алмазоносной провинции..... 236
- Зедгенизов Д.А.**
Особенности образования сверхглубинных алмазов
в сублитосферной мантии Земли..... 241
- Зинчук Н.Н.**
Особенности строения и петрографии кимберлитовых
трубок Сибирской платформы..... 246

| | |
|--|-----|
| Зинчук Н.Н. О составе слюдяных кимберлитов из диатрем Сибирской платформы..... | 253 |
| Иванов А.И., Кравченко А.А., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е., Лоскутов Е.Е. Типоморфизм минералов мезозойских щелочных интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита как отражение его глубинного строения..... | 261 |
| Иванов Д.В., Салихов Р.Ф., Толстов А.В., Иванов В.В., Григорьева Н.А. Особенности поисков кимберлитов в пределах Алакит-Мархинского поля..... | 266 |
| Иванов А.И., Журавлев А.И., Ермаков Н.Н., Кравченко А.А., Прокопьев И.Р., Лоскутов Е.Е. Цирконы Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов..... | 271 |
| Ильина М.Н., Лазарева Е.В., Толстов А.В. Новое в минералогии и петрографии северного и южного участков Томторского рудного поля..... | 275 |
| Кедрова Т.В., Помазанский Б.С. Обработка и анализ данных исследований алмазов с использованием нейросетевых методов..... | 281 |
| Килижеков О.К., Толстов А.В. Перспективы выявления новых коренных месторождений алмазов в Средне-Мархинском районе..... | 286 |
| Константинов К.М., Мишенин С.Г., Томшин М.Д., Константинов И.К., Яковлев А.А., Артемова Е.В., Киргуев А.А. Петромагнитные структурно-вещественные комплексы Якутской алмазоносной провинции..... | 291 |
| Копылова А.Г. Распределение редких элементов на разных этапах кристаллизационной дифференциации..... | 296 |
| Корнилова В.П., Спецрус З.В., Иванов А.С., Храмцов А.А. Петрология кимберлитов первой трубки нового Сюльдюкарского поля..... | 302 |

| | |
|---|-----|
| Кравченко А.А., Березкин В.И., Попов Н.В., Зайцев А.И., Тимофеев В.Ф. | |
| Геохимия интрузивных комплексов раннего докембрия северной части Алданской гранулито-гнейсовой области..... | 307 |
| Липашова А.Н., Богущ И.Н., Кондратьева Н.В. | |
| Характеристика алмазов тела Сюльдюкарское..... | 313 |
| Лисковая Л.В., Корнилова В.П., Монхоров Р.В. | |
| Хиббингит из трубки Интернациональная..... | 319 |
| Мальковец В.Г., Похиленко Л.Н., Третьякова И.Г., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., Пирсон Н.Дж., О'Рейлли С., Костровицкий С.И., Гибшер А.А., Похиленко Н.П. | |
| Re-Os датирование и петрология мегакристаллических перидотитов с субкальциевым хромистым пиропом из кимберлитовой трубки Удачная..... | 324 |
| Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гриффин В.Л., Пирсон Н.Дж., О'Рейлли С., Резвухин Д.И., Гибшер А.А., Шарыгин И.С., Похиленко Н.П. | |
| Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирского кратона: результаты U-Pb датирования кимберлитовых цирконов..... | 329 |
| Мальковец В.Г., Третьякова И.Г., Резвухин Д.И., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., Пирсон Н.Дж., О'Рейлли С., Костровицкий С.И., Похиленко Л.Н., Зедгенизов Д.А., Гибшер А.А., Похиленко Н.П. | |
| Этапы эволюции литосферы центральной части Якутской алмазоносной провинции по данным изотопного датирования ксеногенного материала в кимберлитах..... | 334 |
| Мальцев М.В., Толстов А.В. | |
| Новые перспективы коренной алмазоносности Виллой-Мархинского междуречья..... | 339 |
| Молотков А.Е., Олейников О.Б. | |
| ИК спектроскопия первых находок алмаза, обнаруженных при обогащении кимберлита из ядер Хомпу-Майского поля..... | 344 |

| | |
|--|-----|
| Округин А.В. Петрохимические и генетические особенности щелочно-ультраосновного комплекса пород Томторского массива..... | 349 |
| Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А. Особенности состава флогопита основной массы из кимберлитовых пород трубок Центральной Якутии..... | 355 |
| Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А. Особенности состава флогопита мегакристаллов и ксенолитов слюдитов из кимберлитовых пород трубки Манчары Хомпу-Майского поля..... | 360 |
| Павлушин А.Д. Диссимметрия-симметрия вершинных сростков на скелетных кристаллах гроссуляра из Вилуйского месторождения ахтарандита..... | 365 |
| Павлушин А.Д., Зедгенизов Д.А., Пироговская К.Л. Кристалломорфологическая эволюция роста и растворения кривогранных кубических кристаллов алмаза из россыпей Анабарского алмазоносного района..... | 370 |
| Пирогов С.А. Оценка надежности опоискования площади Алакит-Мархинского кимберлитового поля..... | 374 |
| Пироговская К.Л., Молотков А.Е., Зедгенизов Д.А. Типоморфные особенности россыпных алмазов II минералогической разновидности Анабарского района..... | 379 |
| Попов Н.В., Смелов А.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Тимофеев В.Ф. Эволюция Алдано-Станового щита в Архее и раннем Протерозое..... | 384 |
| Посухова Т.В., Соколова М. А. Минералогия алмазоносных отложений бассейна моря Лаптевых..... | 389 |
| Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П., Афанасьев В.П. Необычные ксенолиты из кимберлитовых трубок Сибирского кратона: химизм и генезис полимиктовых брекчий и их аналогов..... | 394 |

| | |
|---|-----|
| Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Агашев А.М., Мальковец В.Г., Похиленко Л.Н., Толстов А.В. | |
| Перспективы выявления полей алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста на севере Сибирской платформы..... | 399 |
| Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Кравченко А.А., Иванов А.И., Редина А.А. | |
| Особенности состава минералов в породах Желтулинского щелочного массива (Тыркандинский рудный район, Алдан)..... | 404 |
| Пуляев Н.А. | |
| Металлогеническая специализация пород анортозитовой ассоциации Алдано-Станового щита..... | 409 |
| Рагозин А.Л., Зедгенизов Д.А., Купер К.Э. | |
| Сравнительная характеристика мозаично-блочных алмазов из россыпей Северо-Востока Сибирской платформы и кимберлитовой трубки Зарница..... | 414 |
| Резвухин Д.И., Николенко Е.И., Шарыгин И.С., Мальковец В.Г. | |
| Минералогия включений высокотитанистых оксидов и шпинели в пиропсах из дайки Алданская..... | 419 |
| Рылов Д.А., Слепцов А.П., Толстов А.В. | |
| Перспективы Томторского рудного поля на новые виды полезных ископаемых..... | 423 |
| Салихов Р. Ф., Салихова В. В., Иванов Д. В. | |
| Методика построения карт реконструированного палеорельефа для решения прогнозных задач на закрытых территориях (на примере Алаakit-Мархинского кимберлитового поля)..... | 428 |
| Самсонов Н.Ю., Крюков Я.В., Яценко В.А. | |
| Оценка возможностей, подходов и ограничений освоения ресурсного арктического мегапроекта по добыче высокотехнологичных видов сырья (Томторского ниобий–скандий–редкоземельного рудного массива и Попигайской астроблемы)..... | 433 |

| | |
|---|-----|
| Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Батанова В.Г., Логвинова А.М., Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Толстов А.В., Олейников О.Б. | |
| Связь крупных изверженных провинций и кимберлитов Сибирского кратона..... | 440 |
| Софронеев С.В. | |
| Температурно-временные характеристики генезиса алмаза..... | 444 |
| Старкова Т.С., Иванов А.С. | |
| Особенности составов ИМК нового кимберлитового поля Якутии (на примере кимберлитов аномалии Т-54/14)..... | 450 |
| Тарских О.В., Специус З.В., Шахурдина Н.К. | |
| Латеральная неоднородность верхней мантии на территории Якутской алмазоносной провинции (на примере Далдыно- Алакитского алмазоносного района)..... | 457 |
| Толстов А.В., Баранов Л.Н., Лазарева Е.В., Карманов Н.С. | |
| Первые данные о благороднометальном оруденении массива Томтор..... | 462 |
| Угапьева С.С., Заякина Н.В. | |
| Лонсдейлит в якутитах..... | 467 |
| Шахурдина Н.К. | |
| Анализ пространственного расположения кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского алмазоносного поля..... | 471 |
| Шкодзинский В.С. | |
| Природа правила Клиффорда..... | 476 |
| Шкодзинский В.С. | |
| Роль процессов фракционирования толеитовых магм в образовании магматических серий океанических и складчатых областей..... | 482 |

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

ПЕРСПЕКТИВЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КУЙВИВЕЕМ-ПЫРКАКАЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЧУКОТКА)

Алексеев В.И.

*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург,
wia59@mail.ru*

В решениях Пятого Дальневосточного (2011 г.) и Восточного (2016 г.) экономических форумов отмечено, что, несмотря на высокий минерально-сырьевой потенциал Дальневосточного региона, степень и темпы его освоения являются недостаточными. Для повышения эффективности недропользования необходимо инновационное развитие отрасли. Изучение конъюнктуры мирового рынка в 2000–2017 гг. показало лидерство редких и редкоземельных металлов по росту цен; заметно выросли цены на вольфрам и олово. В этой связи обращают на себя внимание перспективы редкометаллоносности (Li, Be, Ta, Nb, Y, REE) вольфрамово-оловорудных районов Северо-Востока: Куйвиеем-Пыркакайского, Иультинского, Полоусного, Центрально-Янского, Омсукчанского и др. [5, 7, 8, 10].

Перспективы редкометалльного оруденения рассмотрены на примере Куйвиеем-Пыркакайского района, включающего оловянные месторождения Пыркакайское, Кекурное, Левый Ергувеем и др. Район сложен триасово-юрскими глинисто-терригенными породами Паллаваамского мегасинклинария, прорванными многочисленными гранитоидными интрузиями. Глубинные разломы определяют блоковое строение, размещение интрузивов и оруденения [4, 5]. В состав района входят Пыркакайский и Северный рудные узлы. Первый из них известен богатейшими касситерит-кварцевыми штокверками, входящими в список месторождений-супергигантов России [9]. Северный узел включает объекты касситерит-силикатной формации, локализо-

ванные в пределах одноименного массива биотитовых гранитов [5].

Формирование рудной минерализации происходило на постмагматическом этапе развития рудно-магматической системы с литий-фтористыми гранитами пыркакайского комплекса. Гидротермально-метасоматические образования представлены генетически единым комплексом пяти последовательно образованных ассоциаций: 1) альбититов, 2) цвиттеров, 3) турмалинитов, 4) хлорититов; 5) аргиллизитов [2]. Оловянное оруденение связано с турмалинитовой стадией. Наиболее перспективны жилы кварц-турмалиновых метасоматитов с околожильной светлослюдистой грейзенизацией (рудопроявления Кекурное, Нижнее, Дайковое, Стремительное). Промышленные оловорудные концентрации выявлены в кварцевых жилах, сопровождаемых альбитизацией гранитов (Утиное, Глубокое, Гусиное). Оруденение района занимает определенное положение в структуре метасоматической зональности. Выделяются подрудное сечение, на уровне которого развиты рудогенерирующие Li-F граниты и предрудные топаз-циннвальдит-кварцевые цвиттеры; нижнерудное сечение, представленное горизонтом кварц-турмалиновых жил с околожильной грейзенизацией; рудное сечение с преобладанием турмалин-кварцевых жил; верхнерудное сечение, которому соответствуют кварцевые жилы с околожильной альбитизацией; надрудное сечение с кварц-хлоритовыми метасоматическими телами.

В процессе минералого-петрографического изучения цвиттеров, турмалиновых и хлоритовых метасоматитов района обнаружена редкометалльно-редкоземельная минерализация: тантало-ниобаты (вольфрамоиксиолит, колумбит, ильменорутит, самарскит, висмутопирохлор, ишикаваит, уранополикраз), редкоземельные фосфаты, фториды и карбонаты (монацит-(Ce), ксенотим-(Y), флюоцерит, иттрофлюорит, синхизит, паризит, бастнезит, брилолит), редкометалльные силикаты (берилл, циркон, алланит-(Ce), алланит-(Y)) [2, 3]. Несмотря на хорошую обнаженность и проведенные поисковые работы, не установлены нижняя граница, зональность, промышленные типы и масштабы редкометалльной минерализации, остается неясной минерогенетическая роль пегматитов, цвиттеров и кварцевых жил на площади около 300 км².

Проведен геохимический анализ вмещающих пород и всех типов рудоносных метасоматитов района. Изотропная структура геохимических связей в корреляционной матрице вмещающих биотитовых гранитов чаунского комплекса (рис. 1, *a*) преобразуется в процессе постмагматического преобразования гранитов в кластерную геохимическую структуру оловоносных метасоматитов. Выявлены следующие гидротермальные геохимические ассоциации: 1) редкометалльно-иттрий-редкоземельная (Be, Y, REE, F, P) и редкометалльно-литиевая (Zr, Ga, Li) ассоциации цвиттеров (берилл, тантало-ниобаты, флюоцерит, циркон, монацит и др.); 2) вольфрамово-оловянная ассоциация турмалинитов (касситерит, вольфрамит и др.); 3) висмут-медно-полиметаллическая ассоциация хлоритовых метасоматитов (халькопирит, арсенопирит, висмут, галенит, сфалерит и др.) (рис. 1, *б*). Представленная ранее [1] петролого-геохимическая модель гидротермальных процессов [1] подтверждает описанную геохимическую закономерность рудно-метасоматической системы района.

Редкометалльная минерализация в виде тантало-ниобатов, содержащих W, REE, U, формируется на ранних стадиях гидротермального процесса и сосредоточена в основном в топаз-циннвальдит-кварцевых цвиттерах, сопряженных с интрузиями Li-F гранитов пыркакайского комплекса. В турмалин-мусковитовых и хлоритовых метасоматитах также установлена редкоземельная минерализация, которая включает ассоциацию алланита, монацита, флюоцерита, ксенотима и наложенную ассоциацию карбонатов церия: синхизита, паризита, бастнезита. Минералогическим признаком повышенной интенсивности минерализации служит установленный факт уникального парагенезиса цериевого и иттриевого алланита в турмалинитах Северного массива [3].

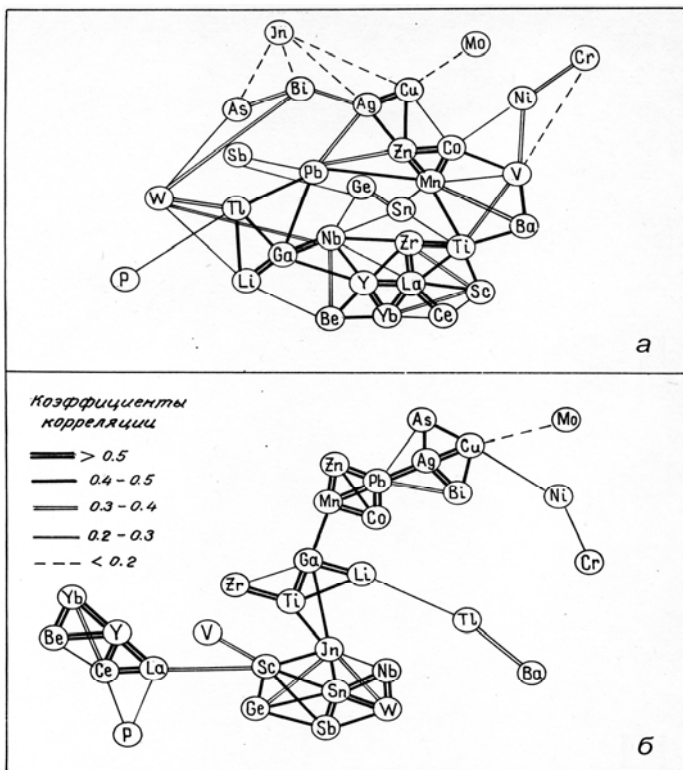


Рис. 1. Ассоциации химических элементов вмещающих пород (а, 1655 проб) и оловоносных метасоматитов (б, 399 проб) Куйвиеем-Пыркакайского района (Чукотка).

В процессе картирования гранитоидов и метасоматитов установлено, что размещение оловорудных турмалинитов контролируется центральным куполом Северного массива, а положение рудных полей связано с ареалами развития Li-F-гранитов в апикальных выступах кровли массива. Местоположение месторождений определяется залеганием и размерами редкометалльных гранитов, а оловоносность кварц-турмалиновых жил прямо связана с интенсивностью развития редкометалльных топаз-протолитионитовых цвиттеров на соответствующих участках.

Таким образом, перспективы редкоземельно-редкометалльной минерализации Куйвиеем-Пыркакайского рудного района связаны с оловорудными проявлениями и с учетом дефицитности редкоземельного сырья требуют самого пристального внимания. Отметим, что редкометалльная минерализация встречается и в других рудных районах Северо-Востока России [2, 4, 5, 6, 8, 10]. На основе представленных данных могут быть разработаны критерии поисков и оценки редкометалльного оруденения региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-00868-а; 14-05-00364) и Минобрнауки России в рамках базовой и проектной частей государственного задания в сфере научной деятельности на 2017-2019 гг.

Литература:

1. Алексеев В.И. Петролого-геохимическая модель оловоносного метасоматизма как основа прогнозирования оруденения в Чаунском районе (Чукотка) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы ВНИПК. Т.1. Якутск: ИПК СВФУ. 2013. С. 19-23.
2. Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2014. 244 с.
3. Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Уникальный парагенезис цериевого и иттриевого алланита в турмалините из Северного массива (Чукотка) // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469. № 3. С. 333-335.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
5. Геология оловорудных месторождений СССР / Гл.ред. С.Ф. Лугов. Т.2. Оловорудные месторождения СССР. Кн. 1. М.: Недра. 1986. 429 с.
6. Горячев Н.А. О перспективах развития горнодобывающей промышленности Магаданской области // Пятый Дальневосточный международный экономический форум. Хабаровск, 2011. 9 с.
7. Ломакина Н.В. Минерально-сырьевой комплекс в экономике Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 135 с.
8. Недосекин Ю.Д. Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 142 с.
9. Рундквист Д.В. Природные национальные богатства России и их использование // Вестник ОГТГГН РАН, № 1(11). 2000. с. 1-15.
10. Флёров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 287 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ХАТЫРХАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ ВЕРХНЕАМГИНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Анисимова Г.С.

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

Рудопоявление Хатырхай расположено в центральной части одноименного рудного поля, на северном склоне Ямалахского горста [2]. Площадь рудопоявления охватывает бассейны ручьев дренирующих склоны г. Шайтан, сложенной интрузией монцонитов-сиенитов.

Верхнеамгинский золотonosный район, в состав которого входит Хатырхайское рудное поле, располагается на стыке двух крупных структурных единиц: Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, в межглыбовой зоне (Амгинский разлом). Нижний структурный ярус (этаж) представлен образованиями кристаллического фундамента, перекрытого венд-нижнекембрийским платформенным чехлом, мощностью 400-450 м. На отдельных участках в северной части района сохранились небольшие мощности мезозойских терригенных отложений. Основной объем магматических проявлений связан с платформенным этапом мезозойской тектоно-магматической активизации. Большая часть субщелочных-щелочных интрузий локализуется по периферии Ямалахского горста, почти непрерывно его обрамляя. С крупными интрузиями связаны зоны минерализации, окварцевания, скарнирования, сопровождаемые золоторудной минерализацией. Широко представлены разнообразные гидротермально-метасоматические породы, связанные, главным образом, с мезозойским этапом развития территории.

До последнего времени здесь были известны только россыпные месторождения золота. В 2012-2013 гг. при производстве опережающих геолого-геофизических и геохимических работ в Верхнеамгинском районе были выявлены линейные и площадные геохимические

аномалии золота, приуроченные к проявлениям сиенитового магматизма в зоне градиента верхнеамгинского гравитационного минимума (Соколов и др., 2013г), [2]. Сиениты, к которым приучена рудная минерализация, представляют щелочноземельную серию, являются высококалиевыми породами и по данным Rb-Sr метода для них получена предварительная оценка возраста – 140 ± 7 млн. лет [1].

При заверке аномалий были выявлены неизвестные ранее зоны сульфидизированных пород с промышленными содержаниями золота от 0,6 до 100,0 г/т (рудопоявление Хатырхай). По результатам литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния установлены площадные аномалии золота (0,6 г/т), меди (0,03%), висмута (0,004%), серебра (0,05 г/т) в полосе субмеридионального ССВ простирания протяженностью 6,5 км, шириной 2,5-3,0 км (Е.П.Соколов и др., 2013г). В копушных пробах отобранных с массива, кровли и экзоконтакта, содержания золота от знакового (32 знака) до весового (0,4 г/м³). Наиболее высокие содержания золота, в пробах отобранных в элювиально-делювиальных отложениях экзоконтакта и кровли сиенитового массива.

На основе проведенных нами исследований в пределах Хатырхайского поля рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, теллуrowисмутитом (Bi_2Te_3), теннантитом, самородным золотом, самородным алюминием, интерметаллидами Cu, Al, Sn, выявлены единичные выделения теннантита, галенита, бурнонита и медистого золота.

Халькопирит основной рудный минерал кварцевых прожилков, пронизывающих измененные гранито-гнейсы (канавы 172). Минерал встречается в виде прожилков, гнезд, вкрапленности (рис. b-d, f). Размеры выделений прожилков 4-5 мм. В халькопирите часто отмечаются обильные выделения теллуrowисмутита. По краям минерал замещается ковеллином и гидроксидами Fe, Cu, в котором иногда присутствуют реликты пирита и марказита. По данным рентгеноспектрального микронного анализа состав халькопирита стехиометричен.

Пирит отмечается повсеместно, но в небольших количествах, чем халькопирит. Минерал отмечается в виде вкрапленности и гнезд (рис.

d). Часто подвержен замещению гидроксидами железа. Состав стехиометричен, редко в виде примеси отмечается As (до 3%).

Теллуровисмутит, Bi_2Te_3 впервые отмечен в тесной ассоциации с халькопиритом в кварцевых прожилках по березитированному гранито-гнейсу. Форма выделений минерала разнообразная: таблитчатая, удлиненно-вытянутая, овальная, аллотриоморфная (рис. а–е). Теллурид висмута встречается как в виде включений в халькопирите, так и виде самостоятельных вкраплений в кварце. Последние по краям замещаются теллуридами висмута – смирнитом (?). Интересно замещение теллуровисмутита с редкоземельным фосфатом - монацитом (рис. е). Химический состав теллуровистутита стехиометричен.

Теннантит, $(Cu, Ag)_{10}(Zn, Fe)_2(As, Sb)_4 S_{13}$ – единичные выделения минерала впервые встречены в халькопирите и гетите (кан.172). Форма выделений овальная (рис. f). Состав железистый (до 5,46%).

Галенит и *бурнонит* отмечены в кварцевом прожилке в березитированном гранито-гнейсе.

Монацит, редкоземельный фосфат встречается часто в ассоциации с рудными минералами: халькопиритом, пиритом, теллуровисмутитом (кан.172) и акцессорными минералами – апатитом, рутилом (рис., е). Форма выделений – аллотриоморфная. Состав: редкоземельные элементы представлены La, Ce (преобладает) и Nd.

Барит, $BaSO_4$, обнаружен в рудовмещающих березитированных сиенитах. Образует аллотриоморфные вкрапления, по краям замещаемые гетитом, иногда в ассоциации с алюмосиликатами присутствует в жеоде с включениями самородного алюминия (рис. h).

Самородное золото. Видимое золото в руде не обнаружено. Микроскопическое золото встречено в лимонит-гетитовом материале (рис. g), спорадически в скарнированных породах. Форма золотинок неправильная, иногда овальная. Размеры не превышают 0,1 мм. Цвет ярко-желтый. По данным микрозондового анализа проба золота варьирует от 858 до 978‰, среднее 952‰, примеси представлены Bi (до 0,33%), Hg (до 0,31%), Cu (до 0,17%) и Pb (до 0,15%).

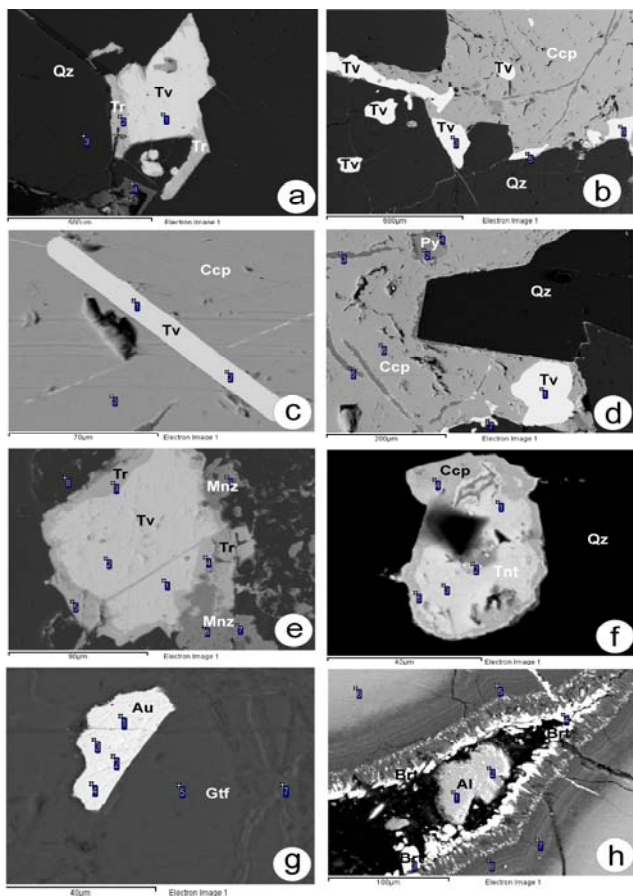


Рис. Взаимоотношение минералов в рудах Хатырхайского поля: а – аллотриоморфное выделение теллуровисмутита (Tv), замещаемое теллури-
 том Bi (Tr), б–д – форма выделений теллуровисмутита (Tv) в халькопирите(Ccp): б – овальная, удлинённая и аллотриоморфная, с – удлинённо-
 пластинчатая, д – аллотриоморфная, Py - кристалл пирита, е – аллотриоморфное выделение теллуровисмутита (Tv) в ободочке теллурита Bi (Tr),
 замещаемое монацитом (Mnz), ф – теннантит (Tnt) в халькопирите (Ccp), г –
 пластинчатое выделение самородного золота (Au) в гетите (Gtf), h – аллотриоморфное выделение самородного алюминия (Al) в жеоде из барита (Brt) и
 алюмосиликатов, локализованном в изменённом сиените.

Самородный алюминий обнаружен в жеоде в ассоциации с баритом в измененном авгит-сиените (рис. h). В виде примеси присутствует Si. Достоверность находки вызывает некоторые сомнения, не исключено, что это техногенное заражение металлом.

Примечательным является появление довольно интенсивно *интерметаллидов меди и алюминия, реже меди и олова* в измененных гранит-гнейсах. Интерметаллиды иногда встречаются в тесной ассоциации с халькозином. Также, что очень важно, в этих же измененных породах найдено микроскопическое самородное золото, приуроченное к гетиту (рис.2.3). Рентгено-спектральный анализ показал, что это *медистое золото*, в котором примесь Cu достигает 38,15%, Ag–3,97%, Au–62,59%.

Гипергенные минералы представлены гетитом, развивающимся по пириту, халькопириту. Теллуриды висмута замещены по краям теллуридом висмута (смирнитом?). Ковеллин окаймляет выделения халькопирита.

Акцессорные минералы рудовмещающих пород представлены рутилом, апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом.

По данным Е.П.Соколова [2] руды Хатырхайского поля и Центрально-Алданского рудного района имеют одинаковое происхождение, а выявленная рудная залежь относится к лебединскому геолого-промышленному типу. А.В.Терехов с соавторами [3] изучив типоморфные особенности россыпного золота руч. Горелый, предположили связь россыпей с коренными источниками золото-редкомельно-полиметаллического типа. Присутствие медистого золота, обнаружение интерметаллидов Cu, Al и Sn свидетельствует о наличии золото-медно-порфирового типа оруденения. Полученные нами новые результаты по вещественному составу руд и рудовмещающих отложений в дальнейшем поспособствуют более корректной геолого-генетической типизации рудных полей Верхнеамгинской площади.

Исследования выполнены по плану хоздоговорной темы 10-432 с АО «Якутскгеология» и частично НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Соколов Е.П. Rb-Sr систематика пород Верхнеамгинской площади (Ю.Якутия) // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока Азии: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 6-8 апреля 2016г. / отв. Ред. Л.И.Полуфунтикова. – Якутск: Издательский дом СВФУ. С. 19-23.

2. Соколов Е.П. Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района/ Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015.С.458-462.

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

ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЧУКОТСКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

Артемьев Д.С.¹, Вилкова С.Э.²

¹ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Dmitry.Artemiev@vsegei.ru

²АО "Полиметалл", Санкт-Петербург, Vilkova.Svetlana92@mail.ru

Майское месторождение расположено в Центрально-Чукотской металлогенической области, в геологическом строении которой принимают участие терригенно-осадочные отложения триасового возраста, а также массивы магматических пород кислого и субщелочного состава. В тектоническом отношении оруденение приурочено к субмеридиональным крутопадающим разрывным нарушениям, преимущественно восточного падения. Рудные тела находятся в лежачих блоках мощных тел гранит- и гранодиорит-порфиров, представлены сульфидизированными линейными зонами дробления и смятия, имеют субмеридиональное простирание. Средние содержания золота составляют 12 г/т, сурьмы – 0,25%, мышьяка – 1%, серебра 3 г/т. Основ-

ная масса золота (более 90 %) представлена тонкодисперсными выделениями, связанными с арсенопиритом, мышьяковистым пиритом и пирротинном.

Подробнее геологическое строение Майского месторождения охарактеризовано в работах [1, 2] и др.

В данной работе рассмотрены особенности проявления золото-рудной минерализации в рудах и вмещающих породах Майского месторождения, стадийность минералообразования и химический состав золота и рудных минералов. Фактический материал представлен пробами горных пород и прозрачно-полированными шлифами (ППШ) в количестве 35 штук. Проводились микроскопические исследования ППШ в отраженном свете и микрозондовые исследования в Центральной аналитической лаборатории на базе ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Рудная минерализация (рис. 1) представлена пиритом, тонкоигльчатый арсенопиритом, антимонитом, марказитом, намного реже встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, станнин, блеклые руды и другие.

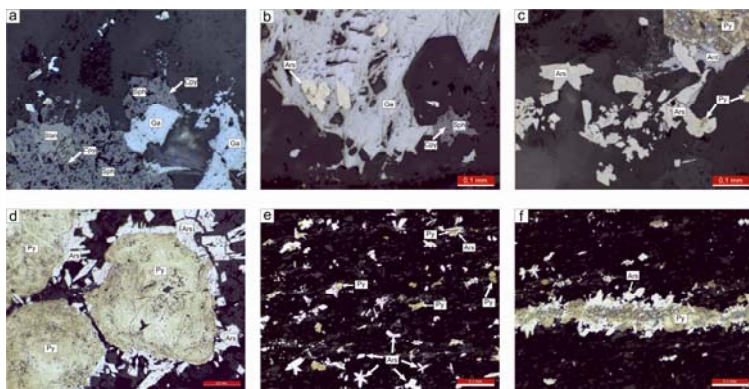


Рис. 1. Особенности рудной минерализации Майского месторождения.

*Ant – антимонит, Ars – арсенопирит, Сру – халькопирит, Ga – галенит, Py – пирит, Sph – сфалерит, Stan – станнин.

Характеристика главных рудных минералов. Пирит преобладает в рудах, наблюдается в виде метазернистых крупных зёрен и

их агрегатов, участками массивных и прожилково-вкрапленных скоплений, слабо трещиноватый, в большинстве имеет строение «идиобластическое сито» (рис. 1 с, d, e, f). Выделяется 3 генерации пирита, которые отличаются морфологическими и микроструктурными особенностями, а также оптической неоднородностью (аномальные цвета в скрещенных николях).

Пирит I (дорудный этап) имеет наибольшее распространение, характеризуется округлым (фромбоидальным) обликом зерен с сетчатым строением, корродированный, с ажурными каймами замещения по периферии марказитом. Во вмещающей толще встречается в виде неравномерно мелко- до крупнозернистых скоплений. Размер отдельных зёрен около от 0,1 до 0,5 мм, в густых скоплениях достигают 1 мм.

Пирит II (рудный этап) характеризуется неоднородным строением, обусловленным наличием мышьяка в структуре пирита. Об этом свидетельствует его яркая аномальная оптическая анизотропность и мозаичность в строении. Образует изометричные зёрна пентагондодекаэдрического габитуса, а также кубического облика. Эти кристаллы образуют как равномернозернистые единичные зёрна, так и гнёзда, прожилки, просечки. Пирит обладает свойственной слабой трещиноватостью и ситовидным строением. В массивных рудах обнаружено обрастание изометричных зёрен удлинёнными иголочками арсенопирита, размером около 0,2-0,5 мм, а также наблюдаются сростки пирита и арсенопирита.

Пирит III (заклочительный этап) имеет своё развитие в тонких прожилках и просечках. Представлен зёрнами и агрегатами, заполняющими кварцевые прожилки. Облик таких выделений пирита представлен в виде сетчатых, скелетных агрегатов с правильными гранями куба.

Арсенопирит в рудах распространён довольно широко, но в меньшем объёме чем пирит. Присутствует в виде отдельных идиоморфных удлинённых кристаллов и агрегатов тонкоигольчатого и ромбического облика, густовкрапленных скоплений, так и в виде секущих прожилков, имеет слабую трещиноватость. Часто наблюдаются крестообразные двойники и звёздчатые тройники (рис. 1 b, c, d, e, f). Содержание арсенопирита в рудах колеблется от 1 до 6-7 %, в

среднем 4-5%, но встречаются густонасыщенные руды с содержанием арсенопирита до 8-10%, при этом арсенопирит совместно с пиритом образуют практически массивные прожилки до 3 см.

Арсенопирит I (дорудный этап) – встречается в виде рассеянных идиоморфных тонкоигольчатых кристаллов, крестообразных двойников и звёздчатых тройников. Распространён в зонах дробления обломков измененных алевролитов с кварцем, выступающим в роли цемента. Размер выделений арсенопирита от первых сотых мм до 0,5-0,7 мм. Этот этап формирования арсенопирита наложен на пирит-I, что существенно влияет на его внешний облик и приводит к коррозии крупных кристаллов.

Арсенопирит II генерация (рудный этап) – образует густовкрапленные скопления в друзовидном кварце. Здесь для короткостолбчатых кристаллов арсенопирита характерны размеры по удлинению 1,5-3 мм.

Антимонит весьма распространённый рудный минерал в поздних кварцевых жилах и брекчиях, так называемых рудных столбах, вместе с самородным золотом. Представлен массивными лучистыми агрегатами, гнездовидными включениями в друзовидном кварце, кристаллы имеют удлинённо-призматический облик. Размер кристаллов доходит до первых сантиметров по удлинению. Характеризуется ярким полисинтетическим механическим двойникованием.

Самородное золото встречается в поздних кварц-антимонитовых жилах-брекчиях в виде интерстициальных прожилков в кварце, цементационных выделений в брекчиях, приуроченных к зальбандам. Размеры выделений золота колеблются от долей мм до 1-2 мм, формы выделения разнообразны – комковидная, чешуйчатая, петельчатая, округлая, каплевидная, ксеноморфная

Намного реже под микроскопом встречаются галенит, сфалерит, станнин и халькопирит (рис. 1 а, б). Первый представлен зернами неправильной формы, редко встречаются кристаллы кубического облика, распространены треугольники выкрашивания. Размер кристаллов редко превышает 0,5 мм. Сфалерит представлен зернами неправильной формы в сростаниях с галенитом и станнином, со структурами распада твердых растворов халькопирита.

Структурно-текстурные особенности. Практически повсеместно встречаются вкрапленные руды с различной степенью насыщенности рудными минералами (от сильно- до слабонасыщенной), реже прожилково-вкрапленные, и совсем редко – прожилковидные и микро-слоистые. В зонах брекчирования рудной залежи, проявлена брекчие-видная текстура. Форма выделений зёрен и агрегатов сульфидной минерализации идиоморфнометазернистая (поздний пирит, арсенопирит), гипидиоморфнометазернистая (ранний пирит) и аллотриоморфнометазернистая (сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин и станнин). Размер вкрапленных скоплений сульфидной минерализации изменяется от десятых долей миллиметра до 2 – 3 мм.

В результате микронзондового анализа (рис. 2) удалось определить пробность самородного золота, она весьма высока, и в среднем составляет 920 - 980‰, единственной примесью является серебро. Также установлено постоянное присутствие мышьяка в пирите второй генерации (табл. 1), а арсенопирит пересыщен мышьяком.

Таблица 1

Химический состав минералов Майского месторождения

| Шайба 6 | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|-----------------|-----------------|-------|------|------|------|----|----|----|----|-------|
| Минерал | S | Fe | Pb | As | Co | Cu | Zn | Mn | Sb | Bi | Сумма |
| Пирит | 64,66 | 32,72 | 2,62 | | | | | | | | 100 |
| Пирит | 64,89 | 34,06 | | 1,04 | | | | | | | 99,9 |
| Галенит | 46,44 | 3,01 | 50,55 | | | | | | | | 100,0 |
| Шайба 1 | | | | | | | | | | | |
| Халькопирит | 48,59 | 26,04 | | | | 25,4 | | | | | 100, |
| Сернистый глаукокодот | 34,99 | 8 | | 30,6 | 26,4 | | | | | | 100 |
| Пирит | 65,1 | 34,9 | | | | | | | | | 100 |
| | CO ₂ | SO ₃ | FeO | | | | | | | | |
| Сидерит | 30,83 | 3,03 | 66,14 | | | | | | | | 100 |
| Шайба 3 | | | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | |
|------------------|-----------------|-------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|
| Ферро-тетраэдрит | 38,72 | 10,67 | | | | 31,5 | 4,62 | 0,49 | 14,05 | | 100 |
| Тетраэдрит | 41,85 | 4,5 | | | | 34,3 | 5,11 | | 14,21 | | 100 |
| Пирит | 65,52 | 34,48 | | | | | | | | | 100 |
| Бурнонит | 46,64 | 3,37 | 29,23 | | | 13,8 | | | 7 | | 99,9 |
| Тетраэдрит | 42,81 | 2,5 | | | | 36,4 | 4,66 | | 13,65 | | 100 |
| Шайба 2 | | | | | | | | | | | |
| Галено-висмутит | 50,13 | | 19,41 | | | | | | | 30,4 | 100 |
| Халькопирит | 49,43 | 25,98 | | | | 24,6 | | | | | 100 |
| Пирит | 66,22 | 33,78 | | | | | | | | | 100 |
| Висмутин | 53,3 | | 5,39 | | | | | | | 41,3 | 100 |
| | CO ₂ | FeO | MnO | CaO | MgO | | | | | | 100 |
| Анкерит | 39,34 | 17,75 | 0,5 | 30 | 12,4 | | | | | | 100 |
| Сидерит | 34,08 | 53,66 | 0,43 | 1,98 | 9,85 | | | | | | 100 |
| Шайба 4 | | | | | | | | | | | |
| | Al | Si | S | Ca | Ti | Fe | As | Sb | | | |
| Пирит | 1,08 | 1,91 | 60,94 | 0,36 | 0,35 | 35,4 | | | | | 100 |
| Пирит | | 1,6 | 20,1 | | | 78,3 | | | | | 100 |
| Арсенопирит | | | 26,12 | | | 23,3 | 49,79 | 0,75 | | | 100 |
| Пирит | | | 41,84 | | | 55,5 | 2,49 | 0,2 | | | 100 |
| Пирит | | | 60,88 | | | 32,4 | 6,75 | | | | 100 |
| Арсенопирит | | | 21,17 | | | 37,3 | 41,5 | | | | 100 |
| Пирит | | | 62,46 | | | 31,1 | 6,43 | | | | 100 |
| Арсенопирит | | | 25,82 | | | 22 | 52,2 | | | | 100 |

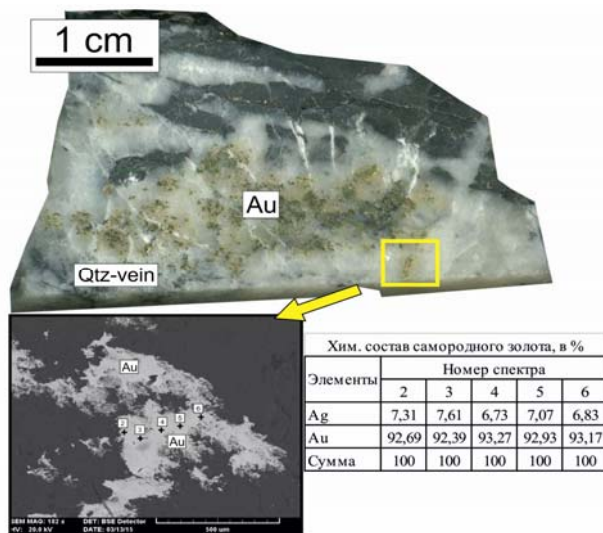


Рис. 2. Самородное золото Майского месторождения
 *Au – золото, Qtz-vein – кварцевая жила

Выводы. В результате работы установлены рудные минеральные ассоциации, по различным структурно-текстурным признакам, взаимному расположению рудных минералов, которые в свою очередь разобщены по времени образования. Каждая минеральная ассоциация свидетельствует о новом этапе в эволюции рудно-магматической системы Майского месторождения, их удалось выделить как минимум три. *Первая ассоциация* – редкометальная, представлена пиритом I, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, станнином и др. минералами. Минералы этой ассоциации распространены весьма ограниченно и представляют допродуктивный этап. *Вторая ассоциация* связана с формированием основного продуктивного оруденения – пирит-арсенопиритовая минерализация с тонкодисперсным золотом в арсенопирите. Это золоторудный этап, в результате которого сформировался основной объем золота Майского месторождения. *Заключительный этап* связан с образованием кварц-антимонитовых жил-брекчий с крупным самородным золотом. Эти зоны брекчирования

занимают секущее положение относительно золоторудного этапа и несут видимое золото, содержание которого в некоторых случаях составляет до 500 г/т. Наши выводы не противоречат данным предыдущих исследователей [1, 2].

Образование Майского золоторудного месторождения представляется длительным многоэтапным процессом, свидетельством чего является смена минеральных ассоциаций.

Литература:

1. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. М.: ИГЕМ РАН; Магадан, МВКНИИ ДВО РАН, 2006. 221 с.

2. Константинов М.М., Некрасов Е.М. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ УЧАСТКИ КОЛЧЕДАННО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПУШТУЛИМСКОЙ ПЛОЩАДИ, САЛАИРСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Бакшеев Н.А.¹, Пономарев В.Е.², Мурзин О.В.¹, Сенкевич В.С.¹

¹*Акционерное Общество Сибирский Научно-Исследовательский Институт Геологии Геофизики и Минерального Сырья (СНИИГГиМС), г. Новосибирск; baksheev@sniiggims.ru; murzin@sniiggims.ru; sink777@mail.ru*

²*Сибирский геофизический колледж, г. Новосибирск; ngrt-nsk@bk.ru*

Салаирская минерогеническая зона (МЗ) протягивается дугообразно (с изгибом в северо-восточном направлении) (рис.1) с северо-запада на юго-восток на расстояние более 450 километров при ширине от 40 до 70 километров. Она расположена в пределах одноименной складчатой зоны Алтае-Саянской складчатой области. Граница минерогенической зоны оконтуривает поле распространения каледонских складчатых образований. В северо-восточной части структуры Сала-

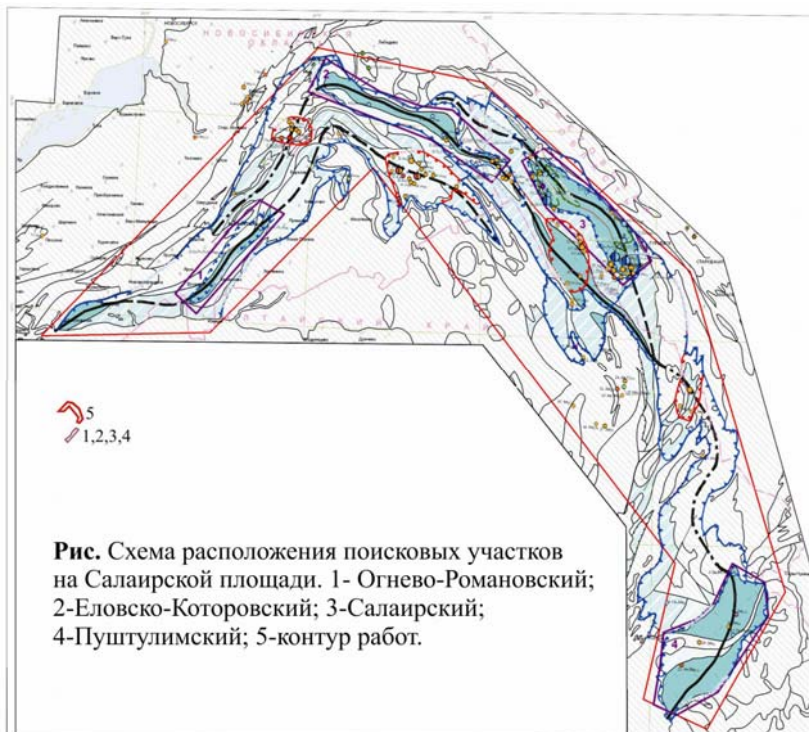
ирской зоны граничат с породами Колывань-Томской зоны Обь-Зайсанской складчатой области.

Пуштулимский прогнозируемый золото-полиметаллический район (узел) расположен на юге Салаирской МЗ в бассейне рек Ангуреп и Калтык (левый приток р. Чумыш). Площадь узла сложена, главным образом, раннекаледонскими островодужными вулканогенно-осадочными породами Бердско-Ельцовской складчатой зоны. В центральной части узла в виде тектонической пластины, в плане дугообразно вытянутой в северо-восточном направлении, залегают поздне-рифейские метаморфиты ангурепского кварцит-мраморо-амфиболитового комплекса. В поле развития раннекембрийских вулканогенно-осадочных пород реконструируются несколько палеовулканических построек. Вулканы представлены преимущественно лавами реже туфами дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии печеркинской свиты, а также их субвулканическими аналогами. В пределах узла отмечаются разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Породы часто рассланцованы, окварцованы, пропилитизированы и березитизированы.

В 2015-16 г.г. в пределах Пуштулимского рудного района (узла) работами АО "СНИИГГиМС" и АО "Запсибгеологосъемка" был выполнен комплекс полевых наземных геолого-геохимических и аэро-геофизических работ. После обработки и интерпретации поученной в процессе работ и ретроспективной информации по рудному узлу была выполнена предварительная оценка прогнозных ресурсов цветных и благородных металлов кат РЗ, которые составили: медь 1308 тыс. т, цинк 6370 тыс. т, свинец 814 тыс. т, золото 264 т, серебро 6310 т.

Пуштулимский участок (1202 кв. км) охватывает одноименный рудный узел. В 2015 г на участке были выполнены литохимические поиски по потокам рассеяния, литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния по отдельным профилям в глубинном варианте с помощью мотобурения, поисковые и шлиховые маршруты. Отобрано 2436 проб донных проб, 597 литохимических проб из шнековы скважин, 376 литохимических проб по первичным ореолам из маршрутов. По состоянию на 8 апреля 2016 г. все пробы проанализированы спектральным полуко-

личественным анализом на 37 элементов, атомно-абсорбционным анализом на золото и серебро в АО «Красноярскгеолсъёмка».



На Пуштулимский участок подготовлена геохимическая поисковая основа, включающая карты по материалам донного опробования а также по вторичным и первичным ореолам. Геохимические исследования проводились, как по пробам, отобранным во время полевых работ, так и с привлечением анализов предшественников (17500 анализов).

По результатам обработки всего полученного материала были намечены потенциально-перспективные участки на выявление полиметаллического оруденения Бобровский, Верхне-Ненинский, Бахта, Рудник, Локтевский, Камышенский. Критериями для определения перспективности этих участков являлись геохимические аномалии, полученные по результатам обработки анализов литохимических

проб (донных, из рыхлых и коренных отложений) отобранных в полевой сезон 2015 г. и анализов предшественников, значительное преобладание в шлиховых пробах сульфидной фракции над магнетитовой; присутствие в шлихах барита, золота и Cu-Pb-Zn-Fe минералов характерных для зон окисления полиметаллических объектов, буровые скважины предшественников с сульфидной минерализацией в кернах, обнаруженные в маршрутах свалы или коренные выходы метасоматитов (хлорит)-серицит-кварцевых с сульфидной минерализацией и пород контрастных по составу риолит-дацит-андезитовых, характерных для полиметаллического типа оруденения.

Локтевский участок, объединяет в себе 4 пункта минерализации с содержанием Cu до 1%, Pb - до 0,02%, Zn - до 0,5%, Sb - до 0,05%, Ba - до 1%, Mn - до 10%, Ni - до 0,05%, Co - до 0,3%. Кроме того, на участке выявлен эндогенный ореол рассеяния площадью 1,45 км² с концентрацией Cu до 0,3-0,1% (среднее содержание 0,01%) [1].

Участок расположен в долине р. Чумыш, в окрестностях пос. Локоть, занимает площадь 8,9 км² и сложен породами печеркинской свиты (миндалекаменные порфириды, дацитовые порфиры, мраморизованные известняки, кристаллические сланцы с прослоями кварцитов). В вулканитах часто отмечаются признаки гидротермальной переработки (пропилитизация, окварцевание, пиритизация), приуроченные к мощной зоне рассланцевания. Выявленная рудная минерализация представлена пленками и налетами малахита.

Пространственная приуроченность участка к мощной зоне рассланцевания, геохимические и геологические предпосылки дают основание предполагать здесь наличие полиметаллического оруденения.

В результате проведения полевых работ 2016 г. заверены данные геохимического анализа перспективного участка Локоть, где была вскрыта канавой № 8 зона метасоматически измененных пород с сульфидной минерализацией мощностью около 350 м, внутри которой визуальное и замерам полевого рентгено-флуоресцентного анализатора, выделены три интервала мощностью 50-100 м, с повышенными аномальными содержаниями полезных компонентов. Протяженность Локтевской минерализованной зоны по маршрутным наблюде-

ниям, и пересечениям ее скважинами шнекового мотобурения, составляет около одного километра. Направление Локтевской минерализованной зоны отлично от общей ориентировки геологических структур Пуштулимского золото-полиметаллического рудного района (узла). Простираение Локтевской рудной зоны имеет северо-северо-западное направление, тогда как положение основных геологических структур и геохимических аномалий имеет приоритетное северо-восточное распространение.

Такое положение Локтевской минерализованной зоны можно интерпретировать за счет многостадийности геологических процессов, и проявления более молодой тектонической активизации, приуроченной альпийской этапу и возможно наложение золото-ртутной минерализации на колчеданно-полиметаллического оруденение, формировавшегося в каледонский этап складчатых образований [1].

Литература:

1. Борисенко А.С., Оболенский А.А., Шаров Г.Н. и др. Золото-ртутное оруденение западной части Алтае-Саянской складчатой области: условия образования, закономерности размещения // Металлогения, нефтегазонос. и геодинам. Сев.-Азиат. кратона и ороген. поясов его обрамления. Иркутск: Изд-во Ин-та геохимии СО РАН, 1998. С. 198-200.

2. Токарев В.Н., Москаленко С.И., Котик А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые Южного Присалаирья. Ельцовский отряд, Кузбасская партия о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:50000, 1982-1988 гг. 870 с. Листы N-45-101-А, Б, В, Г .

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РУД ТИПА КУРОКО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОТЙДОХ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Волков А.В.¹, Сидоров А.А.¹, Савва Н.Е.², Мурашов К.Ю.¹

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, tma2105@yandex.ru*

²*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, savva@neisri.ru*

Субмаринные колчеданно-полиметаллические месторождения, обогащенные золотом – отличительная черта вулканических поясов островодужного типа Тихоокеанского огненного кольца [3]. В Уяндино-Ясаченском, Удско-Мургальском и Олойском вулканоплутонических поясах известны несколько рудных районов перспективных на открытие подобных месторождений [3]. Месторождение Хотойдох расположено на северном фланге Уяндино-Ясаченского вулканоплутонического пояса (УЯВП) и локализовано в верхнеюрской осадочно-вулканогенной толще насыщенной межслоевыми и кососекущими субвулканическими телами риолитов. Рудное тело представлено стратиформной залежью мощностью до 13,7 м и протяженностью до 450 м. Руды содержат в среднем (%): меди – 0,77, свинца – 5,15, цинка – 14,9. Отношение Cu : Pb : Zn = 1,0 : 6,6 : 19,3 [1]. Содержание Au в рудах в среднем 1,5 г/т, Ag – 125 г/т, пробность золота Au варьирует от 475–775‰ [2]. Характеристика геологического строения и вещественного состава руд месторождения приведена в ряде статей [1–3].

В рамках проекта РНФ № 14–17–00170 выполнены геохимические исследования типичных образцов руд месторождения Хотойдох. Были изучены как пирит-халькопирит-сфалеритовые, так и галенит-сфалеритовые руды, более насыщенные кварцем и карбонатом, а также кварц-пиритовый прожилок. Подобные прожилки достаточно широко развиты в зальбандах рудных тел месторождения.

По данным рентгенфлуоресцентного анализа, в богатых пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах количество SiO_2 варьирует от 10,58 до 18,66%, Na_2O (5,7–9,53%), Fe_2O_3 (2,21–5,29%), а $S_{\text{общ}}$ (21,89–26,02%), а в свинцово-цинковых рудах, содержание SiO_2 достигает 36,58%, Al_2O_3 – 2,61%, Na_2O – 2,16%, K_2O – 0,5%, CaO – 4,78%, MgO – 3,11%, Fe_2O_3 – 3,76% и $S_{\text{общ}}$ – 8,29%. Для обоих типов руд характерны низкие и очень низкие значения K_2O , TiO_2 , P_2O_5 и MnO . По данным атомно-абсорбционного и ICP-MS анализов, содержание Zn в медно-цинковых рудах варьирует от 2,7 до 21%, Pb (3,5–10,1%), Cu (0,25–1,56%), Ba (0,8–4,7%), Au (0,8–4,7 г/т), Ag (69,5–225,0 г/т), Cd (169–1070 г/т), In (109–200 г/т), Bi (14,9–53 г/т). В изученном образце свинцово-цинковых руд содержание Pb достигает 28,4%. Zn – 8,6%, Cu – 0,06%, Au – 6,3 г/т, Ag – 80 г/т, Cd – 917 г/т. В кварц-пиритовом прожилке содержание Au – 2,1 г/т, Ag – 3,9 г/т.

Руда месторождения Хотойдох характеризуются обогащением достаточно широким спектром элементов (по мере уменьшения коэффициента обогащения: Cd , Pb , Ag , Sb , In , Au , Zn , Cu , As , Bi , Ba , Ga , Mo , Eu , Tl , P , Sr , Mn) (рис. 1), по сравнению со средними значениями верхней коры [5].

Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких раз (Tl , P , Sr , Mn) – до десятков (Ba , Ga , Mo , Eu), сотен (Cu , As , Bi) и тысяч (Cd , Pb , Ag , Sb , In , Au , Zn) раз (рис. 1), что свидетельствует о геохимическом родстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании. Величина отношения Co/Ni в рудах месторождения Хотойдох достигает 1,29, что характерно для высокотемпературного магматического флюида [6].

Отличительная особенность изученных руд – преобладание "итриевой" над "цериевой" группой РЗЭ. Вместе с тем, для вмещающих пород УЯВП характерен близондритовый слабонаклонный спектр РЗЭ (рис. 2). Сумма концентраций РЗЭ в сульфидных рудах (в среднем 16.64) в несколько раз меньше, чем во вмещающих породах УЯВП [4]. В рудах месторождения Хотойдох половина от $\Sigma\text{РЗЭ}$ – содержание Eu . Этот факт может быть обусловлен селективным выщелачивают Eu высокотемпературными флюидами с низким рН в зонах интенсивного метасоматоза и переотложением его вместе с сульфидами и/или сили-

катами в рудных залежах [7]. Не исключено, что Eu был экстрагирован из флюидов при отложение карбоната или барита [7].

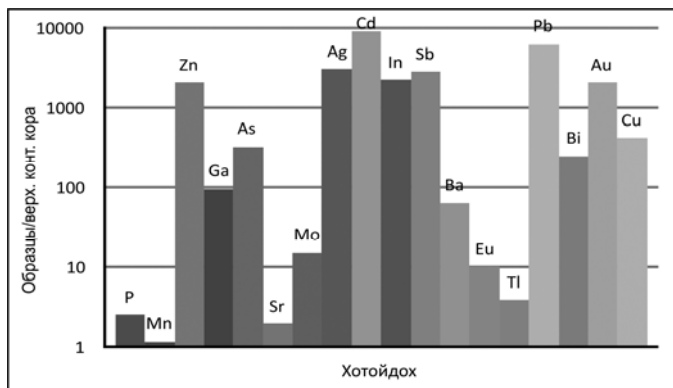


Рис. 1. Распределение микроэлементов (средние значения) в колчеданно-полиметаллических рудах месторождения Хотойдох

Нормированные на хондрит спектры РЗЭ изученных руд резко отличаются по конфигурации от слабонаклонных близхондритовых спектров вмещающих пород, и характеризуются отчетливым Eu максимумом (рис. 2). Конфигурация спектров на рис напоминает распределение РЗЭ в современных подводных гидротермальных флюидах из черных курильщиков [8]. Положительные Eu аномалии установленные в рудах многих колчедано-полиметаллических месторождений, по мнению [7, 9, 10] характерная черта эксгалационных рудообразующих флюидов. Заметим также, что руды типа куроко имеют сильные положительные аномалии Eu [9]. Значения отношения Y/No колчедано-полиметаллических руд месторождения Хотойдох варьируют от 37,69 до 58,57, что коррелирует с интервалом отношений, характерных для современных гидротермальных флюидов задуговых бассейнов [6].

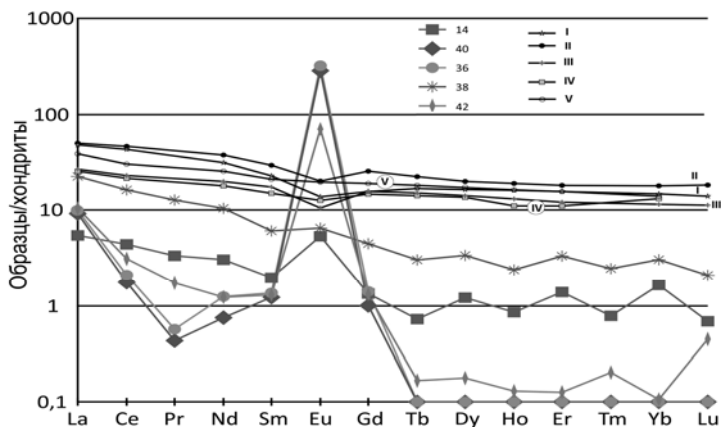


Рис. 2. Распределение РЗЭ в основных типах руд месторождения Хотойдох (14–42) и вмещающих породах Уяндино-Ясаченской и других островных дуг (I–V). I – Уяндино-Ясаченская островная дуга; II, III – Японская островная дуга; IV – Курильская островная дуга; V – известково-щелочная серия. 14 – кварц-пиритовый прожилок; 36, 40, 42 – пирит-халькопирит-сфалеритовая руда; 38 – галенит-сфалеритовая руда.

В заключении отметим, что в пробах из руд месторождения Хотойдох значения δEu значительно превышает 1, $\delta\text{Ce} < 1$, а среднее отношение $\text{Y/No} \sim 45.13$ (характерно для морской воды). Такое сочетание перечисленных показателей указывает на отложение рудных минералов из остывающих, высокотемпературных гидротермальных флюидов в кислородсодержащей толще морской воды при изменении редокс-условий среды [10]. Осаждение из насыщенной кислородом водной толщи также подтверждается высоким содержанием барита в массивных сульфидных рудах.

Полученные результаты показывают, что рудообразующие флюиды, сформировавшие колчеданно-полиметаллические руды месторождения Хотойдох, были эксгалиационно-гидротермального происхождения, а изучение распределения РЗЭ – полезный геохимический метод для изучения условий рудообразования колчеданных месторождений.

Выявленная золотоносность кварцевых прожилков, широко развитых в околорудных вмещающих породах месторождения Хотойдох, позволяет предполагать наложенный характер Au в сульфидных рудах месторождения (связь Au с динамометаморфическим этапом). Этот вывод не противоречит известным генетическим моделям формирования обогащенных золотом колчеданно-полиметаллических месторождений [11].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 14-17-00170).

Литература:

1. Данилов В.Г., Гнедько М.И., Шумов В.В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение типа Куроко в Уяндино-Ясачненском вулканическом поясе (Восточная Якутия) // Известия вузов. Геология и разведка, 1990. С.67–72.
2. Савва Н.Е. Минеральный состав и особенности перераспределения вещества руд колчеданно-полиметаллического месторождения Хотойдох // Стратиформное оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ, 1996. С. 97–116.
3. Сидоров А.А., Волков А.В., Савва Н.Е. и др. Перспективы открытия колчеданно-полиметаллических месторождений с высокими содержаниями золота и серебра на Северо-Востоке Азии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. №4. С 41–54.
4. Ставский А.П., Гедько М.И., Данилов В.Г. Уяндино-Ясачинская островная дуга // геологическое картирование вулканоплутонических поясов. // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. С. 265–296.
5. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
6. Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch., et al. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 109–118.
7. Gale G.H., Fedikow M.A.F. The application of rare earth element analyses in the exploration for volcanogenic massive sulphide type deposits in Manitoba // Report of Activities (1999) Manitoba Industry, Trade and Mines, Geological Services, 1999. P. 9–12.

8. Mitra A., Elderfield H., Greaves, M.J. Rare earth elements in submarine hydrothermal fluids and plumes from the Mid-Atlantic Ridge // *Mar. Chem.* 1994. V.46. P. 217–236.

9. Shikazono N. Matsumoto R. Rare earth element geochemistry and evolution of submarine geothermal system accompanied by Kuroko sulfide- sulfate mineralization in Japan; Rare earth element geochemistry and evolution of submarine geothermal system accompanied by Kuroko sulfide- sulfate mineralization in Japan; // *Proceeding of the 6th international symposium on water-rock interaction.* Balkema, 1989. P. 633.

10. Lode S., Piercey S.J., Devine C.A. Geology, Mineralogy, and Lithochemistry of Metalliferous Mudstones Associated with the Lemarchant Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Tally Pond Belt, Central Newfoundland // *Economic Geology.* 2015. V. 110. P. 1835–1859.

11. Dube B., Gosselin P. Mercier-Langevin P., et al. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits // *Mineral Deposits of Canada.* Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007. Special Publication. №. 5. P. 75–94.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РУД МИССИСИПСКОГО ТИПА МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРДАНА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

**Галямов А.Л.¹, Волков А.В.¹, Мурашов К.Ю.¹,
Сидорова Н.В.¹, Кузнецова Т.П.²**

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

²*ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный
институт цветных и благородных металлов, г. Москва,
okt@tsnigri.ru*

Свинцово-цинковые месторождения миссиссипского типа (MVT) весьма широко распространены в мире, и их запасы и ресурсы составляют около 27%, а удельный вес всех месторождений этого типа в мировой добыче свинца и цинка составляет около 30% [8]. Основную долю глобальных запасов свинца и цинка обеспечили крупнейшие месторождения США, Канады, Ирландии, Испании и Ирана. С распа-

дом СССР основная сырьевая база месторождений этого типа осталась в Казахстане. В России известные месторождения составляют всего около 10% от общего количества свинцово-цинковых месторождений в стране. Важность наращивания потенциала этих месторождений подчеркивается еще тем, что в рудах присутствуют серебро, сурьма, мышьяк, барий, висмут, кадмий, кобальт, галлий, индий, ртуть, молибден, никель и таллий. Проблема особенно актуальна, потому что, темпы роста цен на цинк и другие попутные высокотехнологичные элементы в рудах этих месторождений на фоне растущего дефицита на мировом рынке, по прогнозам Morgan Stanley, в ближайшей перспективе могут быть самыми значительными среди других цветных и редких металлов.

На Северо-Востоке России стратиформные свинцово-цинковые месторождения миссиссипского типа располагаются вдоль восточного фаса Сибирской платформы и залегают в вендских субплатформенных осадках карбонатной и терригенно-карбонатной формаций пассивной континентальной окраины. В Кыллахской металлогенической зоне залегают основные свинцово-цинковые месторождения – Сардана, Перевальное и Уруй. Месторождения Сарданского рудного узла в Республике Саха (Якутия) наиболее заметны в ряду объектов этого типа. По данным "Дальнедра", на месторождении Сардана, кроме запасов и ресурсов в 8.4 млн.т. суммы металлов, оценены забалансовые запасы германия – 910 т, кадмия – 6215 т и серебра – 440 т.

Дополнительное изучение собранной в разные годы коллекции образцов типичных руд и вмещающих пород месторождения Сардана указывает на формирование продуктивной стадии рудообразования в системе, где преобладали автометаморфические процессы и частичный привнос из других источников. Массивные, полосчатые и вкрапленные тонко- и мелкокристаллические сфалеритовые руды, включающие стяжения фрамбоидального пирита, реликты вмещающих тонкозернистых доломитов и сопровождающих их кремневых стяжений и глауконита диагенетической природы, отнесенные к ранней кварц-доломит-марказит-пирит-галенит-сфалеритовой ассоциации. В состав второй доломит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовой

ассоциации входят руды полосчатой «бурундучной» текстуры. К ней принадлежат также кокардовые, пятнистые и реже массивные крупнокристаллические руды. Жильные крупнокристаллические карбонаты и рудные минералы связываются с третьей доломит-кальцит-сфалерит-галенитовой ассоциацией. Для руд этой ассоциации характерны гнездовая, прожилковая и прожилково-вкрапленная текстуры.

В составе руд и пород месторождения Сардана изучены концентрации окислов породообразующих элементов (CaO , MgO , SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, Al_2O_3 , K_2O и MnO), элементов-примесей (в т.ч. Mn , Cu , As , Mo , Ag , Cd , Sb), редких (в т.ч. Be , Ga , Ge , Se , In , Te , Tl) и группы лантаноидов. В реликтах первичных вмещающих пород количество примесей выше, чем в измененных разностях (рис.1).

Содержание литофильных и сидерофильных (по Гольдшмидту) элементов в ранних рудах также выше, чем в продуктах поздних ассоциаций, а концентрация германия и таллия повышена. Все это, в дополнение к существующим представлениям [2] может указывать на *унаследованность накопления примесей в рудах из вмещающих пород*. Это также подтверждается изучением распределения РЗЭ во вмещающих породах и рудах (рис.2).

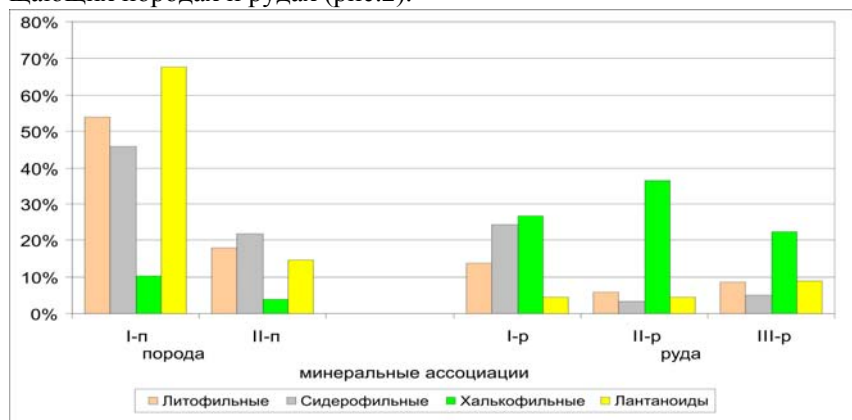


Рис. 1. Распределение основных групп элементов в рудах и вмещающих породах месторождения Сардана.

I-р, II-р, III-р; I-п, II-п – продукты первой, второй и третьей стадий рудообразования в рудах и вмещающих породах соответственно.

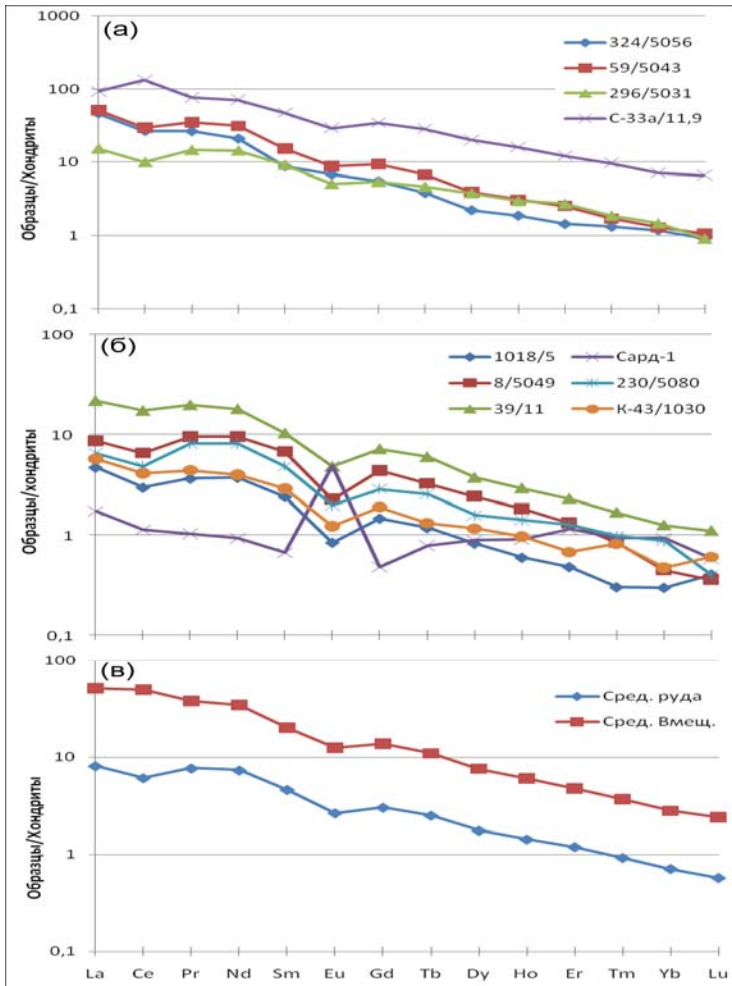


Рис.2. Распределение РЗЭ в рудах (а) и вмещающих породах (б) месторождения Сардана, нормированных по хондритам.

Номера проб: С-33а/11,9 – известняк с глауконитом, 296/5031 – доломит сахаровидный мелкозернистый, 59/5043 – доломит мраморизованный, 324/5056 – доломит мраморизованный, жильный, К-43/1030 – руда полосчатая сфалеритовая с кремнями и фрамбоидами пирита (1 МА), Сард-1 – руда массивная сфалеритовая крупнокристаллическая, 1018/5 – руда вкрапленная сфалерито-

вая, 8/5049 – гнездовая руда сфалеритовая с вкрапленниками галенита, 39/11 – галенит-сфалеритовая прожилковая руда, 230/5080 – гнездовое выделение галенита в динамометаморфизованном прожилке.

В рудах сумма РЗЭ, за исключением перекристаллизованных разностей, в несколько раз меньше, чем во вмещающих породах месторождения, хондритах и верхней коре [3]. Преобладают легкие «гидрофильные» лантаноиды "цериевой" группы (La, Ce, Pr, Nd). Значения LaN/YbN и $\sum LREE/\sum HREE$, меняющиеся в диапазонах 1,86–19,28 и 2,59–8,2, указывают на обогащенность руд легкими РЗЭ. Отношения GdN/YbN находятся в интервале 0,51–9,74, наклонные и пологие спектры РЗЭ руд и вмещающих пород обладают большим сходством, что может указывать на унаследованность из вмещающих пород.

Значения δCe в рудах варьирует в диапазоне (0.75–0.96), а δEu находится в отрицательном диапазоне (0.55–0.77), что свидетельствует о близких к нейтральным окислительных условиях отложения основной массы руд месторождения [7]. Низкие Eu/Sm отношения (<1) в рудах позволяют считать, что рудообразование протекало на верхнекоревом уровне, в близких физико-химических условиях [1].

Вместе с тем, халькофильные элементы, напротив, отражают тенденцию накопления во вторую наиболее продуктивную стадию (Рис.1), причем коэффициенты обогащения достигают нескольких сотен (Sb), тысяч (Zn, Pb, Ag, As) и десятка тысяч раз (Cd). Эта же тенденция отмечается и в поведении галлия. Обогащенность руд халькофильными элементами указывает на участие в *рудообразовании корового (метаморфогенного) флюида*. Величина отношения Co/Ni в рудах варьирует в интервале 0,02–1,19, а Y/No - в диапазоне 26,7–38,37, что также характерно для *метаморфогенных гидротермальных флюидов* [5]. В прожилково-вкрапленных рудах завершающей стадии повышенное количество лантаноидов может указывать на активизацию *поздних тектоно-магматических процессов*. Полученные результаты не противоречат существующей геолого-генетической и поисковой модели MVT. Приведенная информация о составе и распределении ряда эле-

ментов-примесей и РЗЭ в рудах типа MVT для этого месторождения получена впервые.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН №4 «Месторождения стратегического сырья в России: инновационные подходы к их прогнозированию оценке и добыче».

Литература:

1. Винокуров С.Ф. Европейские аномалии в рудных месторождениях и их генетическое значение // ДАН. 1996. Т.346. № 6. С. 792–795.
2. Давыдов Ю.В. Влияние литогенеза на формирование стратиформного оруденения цветных металлов: На примере свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии // Автореф. докт. дисс. Якутск., 1999.
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
4. Шишкин В.А., Ганов А.П. Перспективы нефтегазоносности южной части Тасканской структурной зоны Омурлевского поднятия // Вестн. Сев.-Вост. науч. центра ДВО РАН. 2010. № 2. С. 8–13.
5. Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol. 1991. V. 93. P. 219–230.
6. Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch. et al. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. V.33. P. 109–118.
7. Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // Earth. Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 709–724.
8. Tikkanen, G.D. World resources and supply of lead and zinc // Bush W.R. ed., Economics of Internationally Traded Minerals: Society of Mining Engineers, 1986.P. 242–250.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА ЗОЛОТО-ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Гамянин Г.Н.^{1,2}, Викентьева О.В.¹, Прокофьев В.Ю.¹

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии, г. Москва*

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

Северо-Восток России до сих пор остается крупнейшей золоторудной провинцией России. Но золотодобывающая промышленность России ориентируется преимущественно на два типа месторождений: эпитермальные золото-серебряные месторождения вулканогенных поясов и крупнообъемные золото-кварцевые месторождения (Майское, Нежданинское, Наталка) прожилково-вкрапленного типа. В то же время, на территории Верхояно-Колымской складчатой области выявлено значительное количество месторождений и проявлений золото-висмутового типа, которые на данное время не являются объектами промышленной эксплуатации. В то же время, месторождения этого типа на Аляске являются основой промышленных запасов рудного золота. Известные в мире месторождения Форт-Нокс (Fort Knox), Пого (Pogo), Даблин-Галч (Dublin Galch), Никсон Форк (Nixon Fork), Голден Хорн (Golden Horn) относятся к крупнообъемным месторождениям с запасами порядка 100 т и более. Несмотря на низкие средние содержания 1–2 г/т золота в руде они рентабельны за счет переработки огромных масс руды открытым способом, низкого содержания сульфидов и попутного извлечения висмута и теллура, содержащегося в попутных компонентах руды. Месторождения этого типа имеют тесную пространственно-генетическую связь с гранитоидными интрузиями и относятся к классу месторождений «granitoid related gold deposits» и характеризуются мелким свободным золотом,

в связи с чем, даже крупные месторождения обычно не сопровождаются россыпными месторождениями.

Нами рассматриваются сингранитоидные золото-висмутовые месторождения северо-востока России, которые приурочены либо к апикальным приконтактовым зонам гранитоидных плутонов, либо к их краевым приконтактовым зонам. Месторождения этого типа представлены *жильным* (Эргелях, Курумское, Тугучак и др.) и *штокверковым* (Лево-Дыбинское) структурно-морфологическими типами.

Висмут-сульфотеллуридно-кварцевые месторождения (Эргелях, Лево-Дыбинское, Тугучак, Неннели, Басагунынское) характеризуются малосульфидным (не более 3%) составом руд. Типоморфным для этих месторождений является присутствие в ранних арсенидно-сульфоарсенидных ассоциациях минералов никеля и кобальта (никелин, кобальтин, герсдорфит). Золото ассоциируется с комплексом висмутовых минералов, которые представлены висмутином, сульфотеллуридами и теллуридами висмута, золото-висмутовыми интерметаллидами и сульфидами, самородным висмутом. В ряде месторождений выявлена широкая дисперсия состава золота - 700–1000‰ (Неннели, Лево-Дыбинское), причем пробоность золота в рудных телах снижается с удалением от их контакта с интрузивом.

Сведения о геологической позиции и минеральном составе вышеназванных типов месторождений опубликованы ранее [1, 2, 3], но характеристика флюидного режима их формирования в них практически не отражена. Следует отметить, что в месторождениях данного типа отмечается тесная пространственно-генетическая связь рудных тел с магматическими образованиями. Наиболее характерно это для месторождения Курумского, в котором описан [2] переход жилы аплита в вертикальной плоскости через аплит-пегматит в кварцевую жилу с золотоносными арсенопиритом. В роговиковой зоне этого и Дыбинского массива нами наблюдались различные варианты взаимоотношений аплитов, пегматоидов и золотоносных жил с золото-висмутовым оруденением. На удалении от контактов с массивами кварцевые жилы повсеместно являлись секущими по отношению к магматическим телам.

Таблица 1

Результаты исследований флюидных включений в кварце жил сингранитоидных благороднометалльных месторождений Северо-Востока России

| Месторождение | Тип включения | n | Температура, °С | Концентрация | | | d г/см ³ | Давление, бар | Изотопный состав кислорода кварца, ‰ |
|---------------|---------------|----|-----------------|---------------|-------------------------|------------------------------|------------------------|---------------|--------------------------------------|
| | | | | гомогенизации | солей, мас. % экв. NaCl | CO ₂ моль/кг р-ра | | | |
| Тугучак | П | 21 | 385-329 | 10.3-1.1 | - | - | 0.73-0.12 | 360-310 | |
| | П-В | 31 | 339-281 | 7.3-1.2 | - | - | 0.78-0.71 | 140-10 | -7,8; -8 |
| | В | 5 | 265 | 6.3 | - | - | 0.82 | - | |
| Чугулук | П | 14 | 289 | 12.2 | - | - | 0.87-0.76 | 1370 | |
| | П-В | 24 | 349-184 | 46.0-36.2 | - | - | 1.10-1.09 | | -12,8; -13,2 |
| | В | 4 | 205 | 5.6 | - | - | 0.91 | - | |
| | П | 85 | 495-268 | 34.8-6.9 | 3.3 | 0.4 | 1.04-0.38 | 1295-477 | |
| Дыбы | П-В | 26 | 410-349 | 35.3-11.2 | 1.5 | 0.8 | 0.95-0.27 | 1495-488 | -0,3; -1,8 |
| | В | 17 | 229-222 | 32.3-9.3 | - | - | 1.10-0.92 | | |
| Курум | П | 48 | 374-196 | 20.4-5.1 | 1.8 | 2.5 | 0.92-0.79 | 510-390 | -1,8; -4,2 |
| | П | 11 | 358-341 | 32.7-5.9 | - | - | 0.96-0.72 | - | |
| Эргелях | П-В | 29 | 285-241 | 4.7 | - | - | 1.08-0.002 | 67 | -2,8; -6,7 |
| | В | 32 | 291-243 | 6.9-3.7 | - | - | 0.92-0.80 | - | |

Примечание: n - количество исследованных включений; d - плотность флюида. Гомогенизация жидкой CO₂ в жидкость (Ж) и в газ (Г), К - с критическими явлениями. Генетический тип включений: П - первичные, П-В - первично-вторичные, В - вторичные.

В таблице 1 приведены данные по температуре гомогенизации различных типов включений, гомогенизации CO_2 , плавлении газгидрата, концентрации солей, CO_2 и CH_4 , плотности флюида, давления и изотопный состав кислорода кварца.

Как следует из данной таблицы, образование руд месторождений проходило в широком интервале температур (495–155°C) и давлений (1700–90 бар) из флюидов, содержащих хлориды кальция и натрия в широком диапазоне концентраций (46,0–1,1 мас. %). В месторождении Дыбы установлены наиболее высокие начальные температуры гомогенизации, отмечается гомогенизация CO_2 в жидкость и газ с критическими явлениями, а плотность флюида достаточно высока во всех генетических типах включений. В тоже время на месторождениях с разнообразием генетических типов включений плотность флюида, как правило, максимальна во вторичных включениях. На ряде объектов во флюидах обнаружена углекислота (4,6–1,5 моль/кг р-ра) и метан (2,5–0,4 моль/кг р-ра).

Можно отчетливо выделить месторождение Тугучак, руды которого образовались в приповерхностных условиях из кипящего водного флюида при небольших давлениях и без плотной углекислоты в газовой фазе в условиях открытых трещин. Остальные месторождения соответствуют субвулканическому уровню образования. По наличию высоких концентраций хлоридов при высоких температурах формирования месторождения Дыбы, Чугулук, Курум и Эргелях можно отнести к типичным месторождениям «granitoid related deposits».

Для ряда месторождений (Дыбы, Чугулук, Эргелях) отмечаются повышенные температуры гомогенизации ГЖВ (до 500°C) в жилах из роговиков ближайшего (100–200 м) экзоконтакта, по сравнению с жилами эндоконтакта и на удалении (300–400 м) от контакта с гранитоидами. На месторождении Дыбы установлен градиент понижения температур 15°/100 м. на 300 м вертикальном интервале. В жилах золото-висмутового типа месторождения Эргелях отчетливо выявляется снижение температур гомогенизации ГЖВ, CO_2 , плавление газгидрата и концентрации солей от кварц-мусковит-турмалин вольфрамовой стадии к арсенидно-золото-сульфотеллуридно-кварцевой.

Что касается изотопного состава кислорода кварца, то совершенно очевидно, что изотопный состав кварц висмутовых месторождений, приуроченных к крупным батолитоподобным гранитоидным массивам (Тугучак, Чугулук) характеризуется высокими отрицательными значениями, тогда как в аналогичных месторождениях в экзо- эндо-контакте мелких массивов их значения близ нулевые (табл. 1).

Полученные результаты ИСР анализа флюидных включений из ряда висмут-сульфотеллуридно-кварцевых месторождений (Дыбы, Курум, Эргелях) показывают, что несмотря на различия в реально полученных концентраций как основных (табл. 2), так и рудогенных компонентов флюида, их соотношения во флюиде ГЖВ разных месторождений различаются несущественно, что может служить типоморфным признаком флюидов, формирующих золото-висмутовые месторождения. В частности, в ряду месторождений Дыбы-Курум-Эргелях соотношения концентраций компонентов меняются следующим образом: Ag/Sb – 16,1-14,4-13,6; Au/Ag – 0,01-0,006-0,004; Pb/Zn – 0,03-0,02-0,01; Fe/As – 6,3-4,1-3,2; Co/Ni – 0,13-0,14-0,25.

Таблица 2

Содержание основных компонентов во флюиде ГЖВ в кварце
золото-висмутовых месторождений (г/кг H₂O)

| Месторождение | Тип кварца | CO ₂ | HCO ₃ ⁻ | CH ₄ | Cl ⁻ | Na | K | Ca | Mg |
|---------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|-------|------|------|-------|
| Дыбы (5) | к/з, прозрачный | 84,4 | 2,2 | 4,7 | 11,9 | 6,4 | 1,94 | 0,93 | 0,032 |
| Курум (2) | к/з, прозрачный | 90,4 | 6,8 | 30,1 | 8,00 | 6,3 | 1,33 | 0,54 | 0,026 |
| Эргелях (2) | хрустале-видный | 96,4 | 11,4 | 55,5 | 4,04 | 6,19 | 0,72 | 0,14 | 0,019 |
| Чугулук (3) | к/з, прозрачный | 66,2 | 0,07 | 7,7 | 30,7 | 15,81 | 8,32 | 6,62 | 0,052 |
| Тугучак (2) | к/з, прозрачный | 9,3 | 9,9 | 0,5 | 54,2 | 15,9 | 5,8 | 17,1 | 0,123 |

Полученные данные по изучению флюидных включений из жил сингранитоидных благороднометалльных месторождений Северо-Востока России свидетельствуют о высоких начальных температурах гомогенизации ГЖВ и концентрации солей мас. % экв. NaCl, малоглубинном уровне рудоотложения, нередко из кипящего водно-

го флюида, хлоридно-калиевой специализации флюида, в целом незначительной роли углекислоты, устойчивом характере отношений концентраций компонентов при их реально различных концентрациях во флюидных включениях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ – 14-17-00465.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России. Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. № 3. С.94-103.

2. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. Москва, «ГЕОС», 2001. 221с.

3. Goryachev N.A., Newberry R.J., Gamyani G.N., Layer P.W., McCoy D.T., Church S.E. Granitoid-related gold lode deposits over the Northern pacific marginal areas // Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD conference. Vladivostok / Russia: 1-20 September, 2004. Vladivostok, Dalnauka, 2004. P. 199-201.

ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ЗОНЫ ВКРАПЛЕННОГО ТИПА ЛЕНО-АНАБАРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Герасимов Б.Б.¹, Желонкин Р.Ю.²

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,*

г. Якутск; bgerasimov@yandex.ru

²*АО «Алмазы Анабара», г. Якутск*

На обширной территории Лено-Анабарского междуречья известны многочисленные россыпные проявления мелкого и тонкого золота. Однако до настоящего времени остается открытой проблема их коренных источников. В связи с этим, является весьма актуальным выявление и изучение зон вкрапленной рудной минерализации как потенциальных источников мелкого и тонкодисперсного золота.

Авторами при исследовании золотоносности кварцевых конгломератов ортокинской свиты раннепермского возраста бассейна р. Ортоку Экит (Оленекское поднятие) выявлена наложенная вкрапленная рудная минерализация, представленная главным образом пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, аргентитом, самородным оловом и баритом (рис. 1, *a*). Наибольшей распространенностью обладает пирит, характеризующийся в основном кубическими кристаллами и их агрегатами, а также фрамбоидальными формами (рис. 1, *б*). Микрозондовым анализом установлены мельчайшие (до 5 мкм) золотины в сростании с изометричными кристаллами пирита (рис. 1, *б*). Также обнаружены золотосодержащие пиритовые фрамбоиды, размером до 30 мкм (рис. 1, *в*). По данным пробирного анализа содержание золота в конгломератах достигает 2,8 г/т, что намного превышает результаты шлихового опробования (53 мг/м³). В связи с этим, можно констатировать, что значительная часть золота в этих отложениях находится в тонкодисперсном состоянии и, вероятно, связана с описанной сульфидной минерализацией. Важно подчеркнуть, что рудная минерализация приурочена главным образом к маломощным зонам катаклаза и дробления конгломератов, обусловленных тектоническим воздействием (рис. 1, *з*). Это позволяет предположить, что наложенная золото-сульфидная гидротермальная минерализация вкрапленного типа могла сформироваться в результате проявлений ТМА мезозойского возраста, при которых происходила миграция золотоносных гидротермальных растворов по разрывным нарушениям. Данное положение подтверждается обнаружением в бассейне р. Сололи (севернее изученных конгломератов) зоны тектонической трещиноватости в песчаниках никабытской свиты позднепермского возраста. В кварц-кальцитовых брекчиях этой зоны установлена сульфидная вкрапленная минерализация и мельчайшие (до 10 мкм) знаки золота (рис. 1, *д*, *е*). Пробирный анализ показал содержание в них золота до 0,5 г/т. Кроме этого, предшественники, изучая минералогию аллювиальных отложений, предположили, что рудная минерализация мезозойского возраста может быть связана с Анабаро-Экитской зоной глубинных разломов, которая простирается от Сололийского выступа Оленекского поднятия параллельно кряжу Прончищева, через Анаба-

ро-Оленекский прогиб, до Лено-Анабарского прогиба, захватывая бассейны рр. Эекит (в том числе рр. Ортоку Эекит и Сололи), Содимыха, Хатыгын-Юэлэтэ, Кангалас-Юелэтэ, Буолкалах и Половинная [2, 3]. В свете вышеизложенного весьма интересным является обнаружение в аллювиальных отложениях р. Половинная, дренирующей меловые отложения, небольших обломков (3-4 мм) золотоносных пиритизированных пород, минеральный состав которых представлен пиритом, альбитом, фторапатитом, баритом и кварцем (рис. 1, ж). В этих породах микросондовым анализом выявлены мельчайшие (первые мкм) минеральные фазы самородного золота, аргентита, галенита, сфалерита и гринокита, что является прямым обоснованием наличия в районе рудопоявлений (зон минерализации) с тонкодисперсным золотом. Стоит отметить, что описанные обломки довольно хрупкие, и при незначительном воздействии стальной иглой разрушаются. Хрупкость этих обломков указывает на непосредственную близость перемываемых рудопоявлений. В связи с этим, находка пиритизированных золотоносных пород свидетельствует о наличии близлежащих рудопоявлений с тонкодисперсным золотом, вероятно связанных с Анабаро-Эекитской зоной разломов [1].

Примечательно, что она протягивается параллельно Молодо-Попагайской системе разломов, в пределах которой (бассейн р. Эбелях), обнаружена минерализованная зона тектонической трещиноватости кембрийских карбонатных пород видимой протяженностью около 800 м и шириной 15–20 м. В измененных доломитах, что выражено в окварцевании и калишпатизации (рис. 1, з), содержание Au достигает 0,6 г/т (атомно-абсорбционный ан.). Микросондовым методом в этих породах определены мельчайшие выделения самородного золота, серебра, пирита, сфалерита, галенита, самородного олова и барита.

Характеризуя в целом описанные выше минерализованные зоны, можно отметить, что во всех разновозрастных толщах вмещающих пород состав рудных минералов примерно одинаковый, и все они локализованы в зонах разломов, подновленных в мезозойское время. Это позволяет предположить об их формировании в результате процессов мезозойской тектоно-магматической активизации.

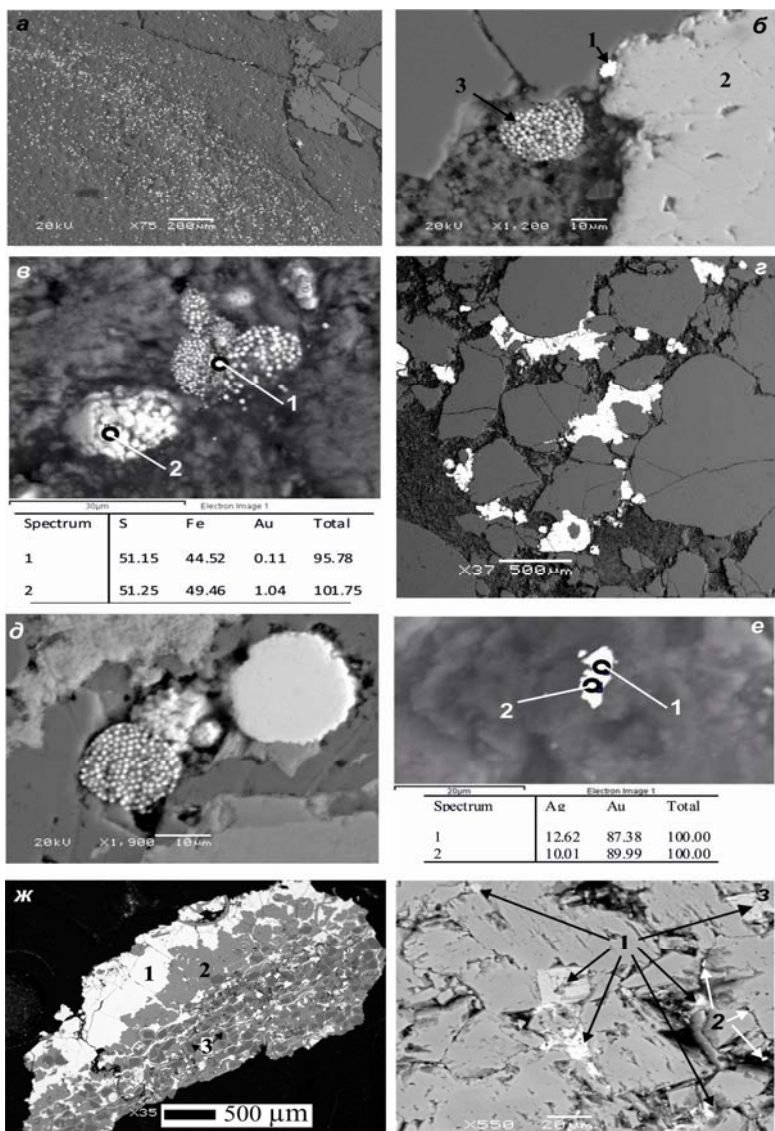


Рис. 1. Золото-сульфидная вкрапленная минерализация Лено-Анабарского междуречья

а – вкрапленная сульфидная минерализация в цементе пермских конгломератов; б – сростание тонкодисперсного золота (1) с пиритом (2) и пиритовый фрамбоид (3); в – золотосодержащие фрамбоиды пирита; г – пирит, развитый по трещинам раздробленной гальки кварца; д – фрамбоиды пирита в кварц-кальцитовых брекчиях; е – среднепробная золотина в кварцевом прожилке; ж – обломок пиритизированной породы в полированном срезе: 1 – пирит, 2 – фторопатит, 3 – альбит; з – калиевый полевой шпат (1) и вкрапленники пирита (2) в измененном доломите.

Таким образом, полевые и лабораторные исследования позволили выявить золото-сульфидные рудные проявления вкрапленного типа в терригенных и карбонатных толщах Лено-Анабарского междуречья, приуроченных к зонам глубинных разломов и предположительно связанных с проявлениями ТМА мезозойского возраста.

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

Литература:

1. Герасимов Б.Б., Иванов П.О. Типоморфизм россыпного золота и признаки наличия рудных проявлений тонкодисперсного золота в южной части Лено-Анабарского прогиба (северо-восток Сибирской платформы) // Разведка и охрана недр. 2016. №3. С. 18-21.

2. Тимофеев В.И., Нестеров Н.В., Шпунт Б.Р. Золотоносность западной Якутии // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. Якутск. 1970. Вып. 17. С. 103–110.

3. Шпунт Б.Р. Генетические типы проявлений золота в северо-восточной части Сибирской платформы // Уч. Зап. НИИГА. Региональная геология. 1970. С. 5-15.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА БАСЕЙНА Р. ОРТОКУ ЭЕКИТ (ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Герасимов Б.Б.¹, Мухамедьяров М.Г.²

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,*

г. Якутск; bgerasimov@yandex.ru

²*АО «Алмазы Анабара», г. Якутск*

Золотоносность пермских конгломератов Оленекского поднятия установлена более полувека назад [1], однако до настоящего времени детальное изучение типоморфных особенностей золота этих отложений не проводилось. В рамках договорных работ с АО «Алмазы Анабара» были проведены полевые исследования в бассейне р. Ортоку-Эекит с целью выяснения степени золотоносности пермских конгломератов ортокинской свиты и изучения минералогических особенностей золота из данных отложений.

На левом борту руч. Прямой (правый приток р. Ортоку Эекит) наблюдаются выходы терригенных отложений нижней перми – (снизу вверх) конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники с плавающей галькой и гравием. Видимая мощность конгломератов около 1,5 м. Обломочный материал представлен главным образом кварцем. Размер галек достигает в основном 3–5 см, отмечаются единичные крупные слабо окатанные обломки (до 25 см). Местами в основании разреза наблюдается остаточная кора выветривания, сформированная по гранитоидам протерозойского возраста, представленная рыхловатым щебнем и дресвой желтоватого оттенка.

Опробованию подверглись базальные конгломераты после дробления ручным способом в металлических ступах. Выход тяжелой фракции в пробе низкий. В классах +1 мм тяжелый материал состоит в основном из алюмосиликатов и танталит-колумбитов смолянисто-черного цвета. Отмечаются единичные комковидные зерна касситерита темно- или светло-бурого цвета с металлическим блеском.

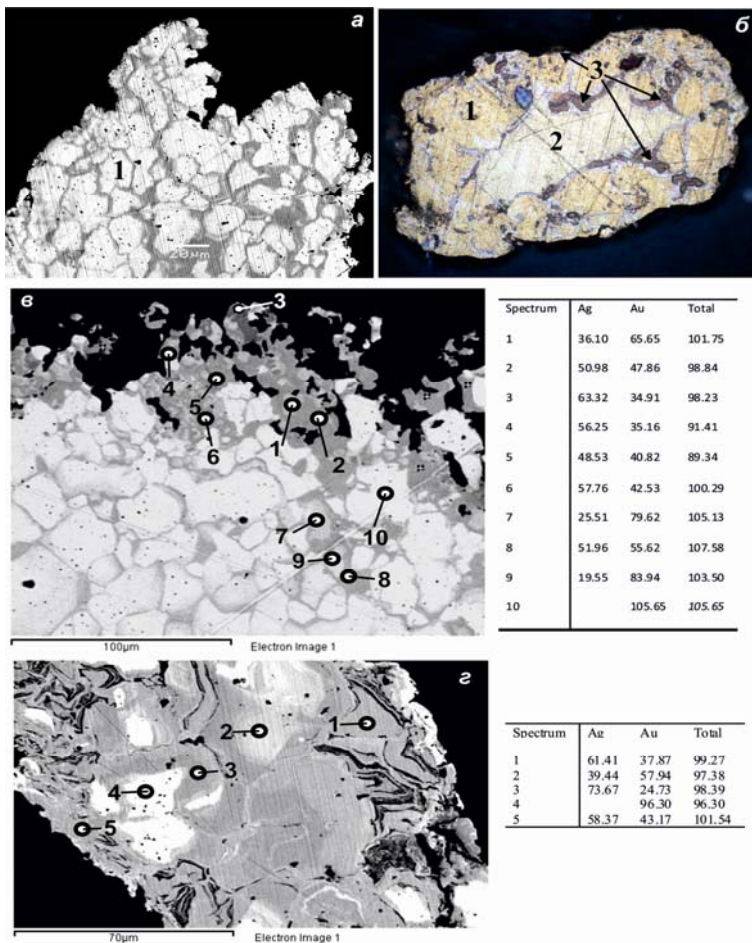


Рис. 1. Минералогические особенности золота пермских конгломератов
a - многофазное золото фракции 0,5-1 мм в полированном срезе: 1 – высокопробная фаза; *б* - внутреннее строение многофазного золота: 1 – высокопробная, 2 – среднепробная, 3 – низкопробная фазы (протравлено реактивом на основе царской водки); *в* – многофазное золото в поперечном срезе и его химический состав: по периферии нитевидные наросты высокосеребристого наложенного золота (темное); *г* – практически полностью замещенное низкопробной фазой первично высокопробное золото: светлое (спектр 4) – реликтовые зерна высокопробного золота.

В тяжелой фракции класса -1 мм диагностируются магнетит, гранаты, циркон и самородное золото (Au – до 52 мг/м^3). Гранулометрический состав золота следующий: 0,5–1мм – 24%, 0,5–0,25 мм – 44%, 0,1–0,25 мм – 30% и -0,1 мм – 2%. В основном преобладают пластинчатые и комковидные индивиды, наряду с которыми встречаются знаки лентовидной и палочковидной форм. Поверхность золотин грубошагреневая, мелкоямчатая, шероховатая с отпечатками вдавливания минералов и пелитовым материалом в западинах. Около 50% золота представляют собой «псевдосростки» –срастания золота с кварцем, образующиеся в результате воздействия литостатического давления вмещающих толщ. Цвет золота в основном лимонно-желтый с зеленоватым оттенком (80%), что указывает на его низкую пробность.

Вместе с тем, микрозондовый анализ показал, что пробность золота варьирует в очень широких пределах (251–998‰). Характерной особенностью подавляющего большинства изученного золота является его крайне неоднородный химический состав и сложное многофазное строение.

В пределах одной золотины выделяются несколько разнопробных фаз, за счет этого золото приобретает мозаично-блоковое внутреннее строение. Основная матрица золотин сложена высокопробной фазой – зернами неправильной формы с округлыми границами пробностью выше 900‰ (рис. 1, а). Как правило, в центральной части золотин присутствует реликтовая относительно низкопробная фаза – 700–899‰ (рис. 1, б). Поздняя низкопробная фаза (251–699‰) – заполняет межзерновое пространство, а также перекрывает поверхность золотин в виде весьма тонкой (первые мкм) оторочки (рис. 1, в). Вследствие этого золото приобретает необработанный шероховатый микрорельеф поверхности и светло-желтый цвет с зеленоватым оттенком, характерным для низкопробного золота.

Впервые многофазное золото из пермских конгломератов описали С.В. Яблокова и Л.М. Израилев (1986 ф) [3], которые выделили его в самостоятельный Ортоку-Экитский тип. По данным Л.А. Николаевой с соавторами [2] россыпное золото претерпевает значительные изменения в древних конгломератах, обусловленные процессами диагенеза и

эпигенеза. По нашему предположению многофазность золота пермских конгломератов объясняется следующим образом. В промежуточном коллекторе пермского возраста россыпное, главным образом среднепробное, золото подверглось процессам дезинтеграции, грануляции и перекристаллизации. При этом на первых этапах преобразования в периферийных частях образовалось высокопробное золото за счет выноса серебра. В последующем высокопробная фаза частично или полностью замещает первичную среднепробную матрицу. В период мезозойской тектоно-магматической активизации, широко проявленной на северо-востоке Сибирской платформы, вероятно, происходила миграция золотоносных гидротермальных растворов по разломам. В результате чего на поверхности окатанных золотинок происходило отложение низкопробного золота (251 – 699‰), полностью покрывающее их в виде тонкой оторочки и проникающее по межзерновому пространству, замещая средне и высокопробные фазы (рис. 1, з). Данное предположение подтверждается обнаружением в конгломератах наложенной вкрапленной рудной минерализации, представленной тонкодисперсным золотом и серебром, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, аргентитом, самородным оловом и баритом, а также данными пробирного анализа о содержании золота в конгломератах до 2,8 г/т, что намного превышает результаты шлихового опробования (53 мг/м³). Следует подчеркнуть, что рудная минерализация приурочена главным образом к маломощным зонам катаклаза и дробления конгломератов, обусловленных тектоническим воздействием. Это также дает основание предположить, что наложенная сульфидная гидротермальная минерализация могла образоваться в результате миграции гидротермальных растворов по разрывным нарушениям в период мезозойской ТМА.

Выводы:

1. Отличительной чертой золота из пермских отложений является его исключительно неоднородное строение, обусловленное наличием в пределах одной золотины разнопробных фаз (от 24% до 100% Au). Данное золото подверглось глубокому эпигенетическому преобразованию в промежуточном коллекторе пермского возраста и при проявлении мезозойской тектоно-магматической активизации.

2. Обнаружение вкрапленной золотоносной сульфидной минерализации в конгломератах ортокинской свиты ранней перми р. Ортоку Э-кит свидетельствует о формировании золоторудных проявлений вероятно мезозойского возраста на территории Оленекского поднятия.

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

Литература:

1. Виноградов В. А., Красильщиков А. А., Горина И. Г. Об источниках золота на Оленекском поднятии // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1967. Вып. 15. С. 114–119.

2. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России. – М.: ЦНИГРИ, 2003. 186 с.

3. Яблокова С. В., Израилев Л. М. Минералогия золота в разновозрастных толщах осадочного чехла Оленекского поднятия.// Сб. Геология россыпей благородных металлов и их прогнозирование. Труды ЦНИГРИ. вып.227.М. 1988. С. 58-65.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДЛИТЕЛЬНО РАЗВИВАВШИХСЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР С КОРОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Глухов А.Н.

*Магаданский филиал АО «Полиметалл УК», 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 в той или иной степени определяется составом сформированной континентальной коры [2]. Рудные концентрации здесь формируются в течение длительного времени и являются функцией широкого спектра породо- и рудообразующих процес-

сов. Это обуславливает металлогеническую индивидуальность этапов геологического развития докембрийских структур и придает рудной специализации их структурно-вещественных комплексов (СВК) индикаторную роль.

Примерами длительно развивавшихся структур являются Приколымский (ПК) и Омолонский (ОМ) террейны Северо-Востока Азии (наиболее древние U-Pb датировки СВК ПТ - 2,4 млрд. лет, ОТ – 3,4 млрд. лет). Различия их истории геологического развития обуславливают существенные отличия металлогении.

ПТ слагают терригенные, карбонатные и вулканогенные толщи нижнего протерозоя – верхнего палеозоя, на которые наложены вулканиды Уяндино-Ясачненского пояса (УЯВП). В среднем рифее ПК представлял собой пассивную окраину Северо-Азиатского кратона (СА). Внутриконтинентальный рифтогенез на рубеже среднего и позднего рифея отразил распад суперконтинента Родиния. Позднерифейский орогенез и динамометаморфизм были обусловлены аккреционным взаимодействием СА и ОМ. В среднем палеозое прогрессирующий рифтогенез привел к обособлению ПК. Его дальнейшее геологическое развитие определялось аккреционными событиями, связанными с возникновением Яно-Колымского орогенного пояса: формированием УЯВП в поздней юре, коллизионным столкновением с ОТ на рубеже поздней юры – раннего мела, рассеянным эпиорогенным рифтогенезом в раннем мелу, связанным с формированием Балыгычано-Сугойского прогиба. Геодинамическая эволюция ПК фиксируется этапами деформаций, характеризовавшимися сочетанием чешуйчатых надвигов и субвертикальных разломов. СВК характеризуются сиалической халькофильной геохимической специализацией, что отражает зрелый характер континентальной коры.

В структуре ОМ выделяются два комплекса: дорифейский кристаллический фундамент и рифей – палеозойский чехол, сложенный терригенными и карбонатными толщами. На них наложены вулканиды Кедонского (КВП), Олойского (ОВП) и Охотско-Чукотского (ОЧВП) окраинно-континентальных поясов. Стратифицированные комплексы прорывают крупные батолиты, относимые к двум интруз-

живным комплексам – абкитскому (силур) и булунского (ранний карбон). На рубеже архея и нижнего протерозоя ОМ стал частью СА. Сопровождавшие это событие аккреционно-коллизийные процессы, привели к формированию дорифейского метаморфического комплекса. С рифея по ордовик ОМ представлял собой пассивную окраину СА. В силуре амальгамационное приращение Анмандыканской островной дуги привело к орогенезу и формированию гранитоидов абкитского комплекса. В девоне – карбоне в связи с субдукционными процессами на юго-восточной окраине СА сформировался КВП. В позднем палеозое ОМ продолжал развитие в качестве пассивной окраины СА. С позднерифейского времени на восточных окраинах СА возобновились субдукционные процессы, которые привели к формированию ОВП и ОЧВП. Наличие консолидированного кристаллического фундамента обусловило развитие преимущественно крутопадающих разломов. Скучные и разрозненные данные по геохимии СВК ОМ позволяют, тем не менее, констатировать их сиалическую хальколитофильную специализацию, что отражает весьма зрелый характер континентальной коры.

Длительная история геологического развития нашла отражение в составе и закономерностях размещения рудных объектов. В пределах ПК в среднем рифее образовались пластовые железные руды. Со средне-позднерифейским рифтогенезом связано формирование медистых песчаников. Связанное с позднерифейской аккрецией оруденение (золото-кварцевое и метаморфогенное W), эродировано и явилось коренным источником золотосодержащих конгломератов, известных в основани-ях разрезов венда, девона и верхней юры и шлиховых ореолов шеелита. Среди среднепалеозойских карбонатных толщ в связи с рифтогенезом формировались стратиформные Pb-Zn руды. С островодужными известково-щелочными магматическими ассоциациями УЯВП связаны медно-порфиновые, Pb-Zn и Au-Ag рудопроявления. Наиболее многочисленные месторождения и рудопроявления золото-редкометалльного типа принадлежат к синаккреционному Яно-Колымскому металлогеническому мегаполюсу. Эпигенетическая минерализация наследует геохимическую специализацию вмещающих комплексов.

На ОМ в позднем архее в связи с процессами гранитизации формировались залежи железистых кварцитов. С аккрецией на рубеже позднего архея и протерозоя связано формирование золото-сульфидной минерализации. Силурийский тектогенез привел к образованию золото-редкометалльной минерализации, связанной с гранитоидами абкитского комплекса. Крайне-континентальный магматизм КВП, ОВП и ОЧВП продуцировал многочисленные и весьма значимые в экономическом отношении эпitherмальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления, а также медно-порфировую и генетически связанные с ней полиметаллическую и молибденовую минерализацию. Геохимическая специфика палеозойского Au-Ag оруденения (низкие сульфидность и серебристость руд, преобладание Te над Se, древний модельный возраст радиогенного Pb) может указывать на то, что эпигенетическая минерализация ОМ лишь отчасти наследует геохимическую специализацию вмещающих СВК.

Ранняя консолидация геологической структуры ОМ, привела, с одной стороны, к сужению спектра геолого-генетических типов минерализации (наиболее характерно практически полное отсутствие на ОМ стратиформного оруденения), а с другой, к более высокой концентрированности оруденения. Этой же причиной обусловлено формирование крупных разломов-расколов фундамента, по которым наложенные тектоно-магматические процессы проникали далеко вглубь ОМ, формируя рудно-магматические системы аллохтонного состава. В этом заключается принципиальное отличие от ПК, где относительно мобильная геологическая структура с преобладанием пологих надвигов способствовала последовательному усилению первичной неоднородности состава литосферы и концентрированию руд. Зрелость корового вещества определила характер металлогенической специализации СВК ПК, который устойчиво сохранялся на всех последующих этапах геологического развития.

Таким образом, ПК, является примером эволюционного металлогенического развития, а рудоносность ОМ является наложенной, хотя и наследует некоторые геохимические особенности субстрата. Основными факторами, определяющими металлогению длительно разви-

вавшихся террейнов с корой континентального типа являются степень и время консолидации корового субстрата. Они обуславливают геохимическую специализацию СВК (включая наличие и характер тренда ее эволюции), стиль разломной тектоники (преобладание пологих либо крутопадающих разломов), количество этапов рудогенеза и их интенсивность (концентрация металлов в ходе одного крупного этапа рудогенеза либо последовательная концентрация/диссипация в ходе многократных возобновлявшихся рудообразующих событий).

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.

РОССЫПНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ХАТЫРХАЙСКОГО УЗЛА

**Глушкова Е.Г.¹, Никифорова З.С.¹, Каженкина А.Г.¹,
Соколов Е.П.²**

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск, anastasiy-9@yandex.ru*
²*ГУГГП «Якутскгеология», г. Якутск*

Хатырхайский рудно-россыпной узел расположен в центральной части Верхнеамгинского золотоносного района Алдано–Становой металлогенической провинции. Исследуемая площадь сложена терригенно-карбонатными венд-нижнекембрийскими и терригенными нижнеюрскими отложениями. Докембрийские породы фундамента распространены ограниченно и формируют небольшие горстовые структуры, вмещающие золотое оруденение. На этом уровне формируются линзы и непротяженные тела кварц-лимонитовых и лимонит-гематитовых золотосодержащих метасоматитов. Палеоген-

неогеновые отложения, выполняющие участки долин, приурочены к узким линейным неотектоническим грабенам с отчетливыми признаками наложенного гипергенного выветривания. Широко распространенные неоген-четвертичные отложения представлены элювиальными, делювиальными, солифлюкционными, карстовыми и аллювиальными образованиями. Верхнечетвертичные отложения и современный аллювий характеризуется песчано-глинистой, песчано-илистой и песчаной фракцией, а делювиальные и аллювиальные - русловым и пойменным материалом и отмечаются в днищах долин водотоков Хатырхайского рудно-россыпного узла.

В тектоническом отношении исследуемая площадь расположена на северном склоне северо-западной части Алданского щита, на стыке Олекминского гранит-зеленокаменного и Центрально-Алданского гранулит-гнейсового блоков. Золотое оруденение Хатырхайского рудного поля пространственно приурочено к зоне Амгинского разлома, который является основной рудоконтролирующей и рудолокализирующей структурой, связанной с платформенным этапом мезозойской ТМА. Зоны минерализации, окварцевания и скарнирования, сопровождаемые золоторудной минерализацией, в основном связаны с крупными щелочными и субщелочными магматическими образованиями. По минералого-геохимическим характеристикам золоторудные проявления Хатырхайской площади аналогичны золотому оруденению Центрально-Алданского района.

Россыпная золотоносность в Верхнеамгинском районе установлена еще в 1934 г. Поисковыми исследованиями в данном районе выявлено около 20-ти золотоносных россыпей и проявлений, которые в настоящее время почти полностью отработаны. Россыпи делювиально-элювиального типа имеют небольшие параметры и относятся к категории мелких. Наиболее крупными (75 % запасов россыпного золота Хатырхайского района) являются золотоносные россыпи ручьев Горелый, Крутой, Таяхта и Шайтан, которые локализуются в районе г. Шайтан. Россыпи непротяженные – золотоносные пласты приурочены к базальным слоям аллювия и к разрушенным породам плотика, и мощность пластов увеличивается вниз по течению. В долине руч. Таяхта наблю-

даются золотоносные гипергенные образования палеоген-неогенового возраста. В полевой сезон 2016 г. опробованы отработанные золотоносные россыпи ручьев Таяхта, Горелый и Крутой для последующего изучения минералого-геохимических особенностей россыпного золота с целью выявления коренных источников.

Россыпь Таяхта длиной – 2,6 км, шириной 20 м, средняя мощность пласта и торфов – по 2 м. Для россыпи характерна струйчатость, наличие обогащенных золотом гнезд. Обращает внимание значительная ширина промышленного пласта и его мощность при небольшой протяженности, а также малая мощность перекрывающих наносов. Россыпь характеризуется наличием мелких самородков и содержанием золота до 2 г/м^3 .

Золото в россыпи характеризуется следующим гранулометрическим составом – преобладает фракция 0,1–0,25 мм до 95 %, фракция 0,25 – 0,5 мм присутствует в количестве первых процентов (2 %) и 0,5–2,0 мм (3 %). Изученное россыпное золото в основном имеет рудный облик и представлено слабоокатанными гемиидиоморфными (неправильными), комковидными, пластинчатыми, реже дендритовидными индивидами. Поверхность золотин мелкоямчатая, почковидная и ямчато-бугорчатая. На поверхности некоторых золотин сохранились остроконечные кристаллические выступы. Единичные золотины находятся в сростках с КППШ, кварцем, либо гидроксидами железа (гетит, гидрогетит), вероятно образовавшихся в результате окисления сульфидов. Пробность золота варьирует в узких пределах – от 800 до 970 ‰. Самородное золото в основном высокопробное (более 900 ‰) – 69 %, среднепробное (800–899 ‰) составляет – 31 %. При площадном сканировании приполированных поперечных срезов золотин по данным микронного анализа установлено, что золото характеризуется гомогенным Au-Ag составом. Обнаружены единичные золотины, в которых содержание Au от центра зерна к периферии уменьшается от 91 до 85 %, а содержание Ag увеличивается от 9 до 15 %. При анализе микровключений в матрице золотин (в 38 % от всех изученных) выявлены микронные (2–40 мкм) включения сульфидов,

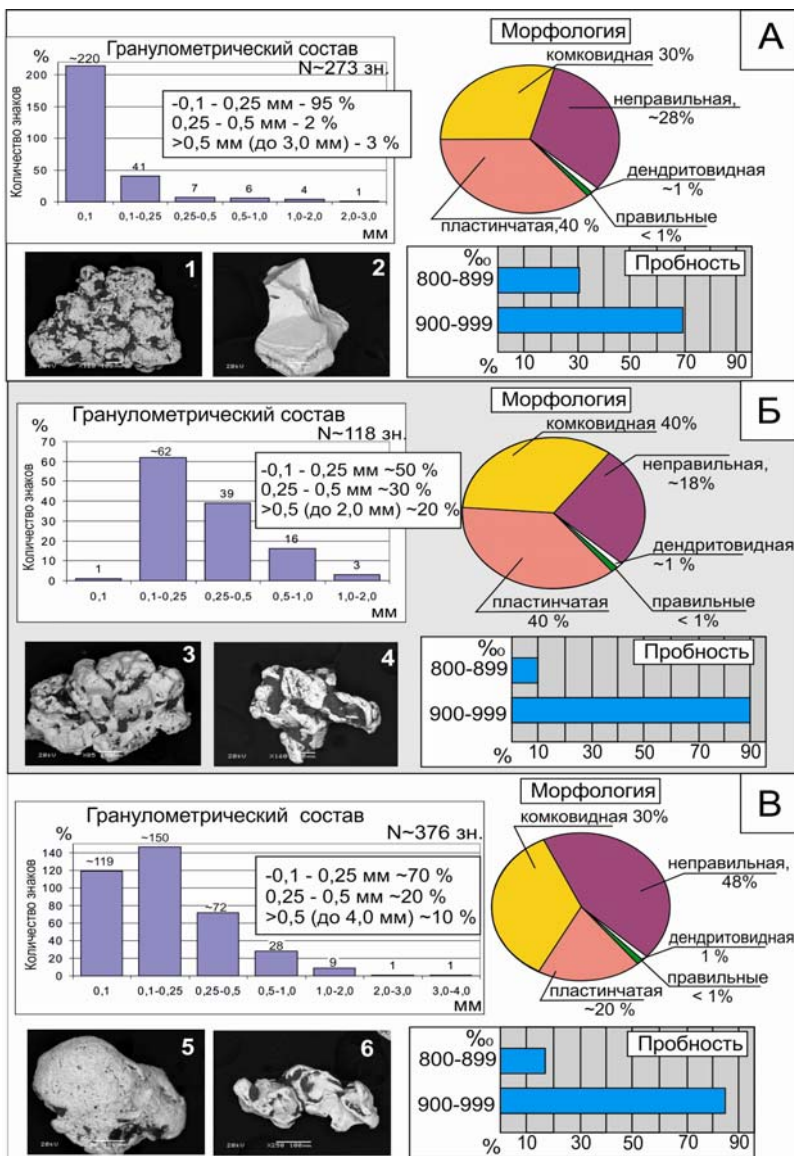


Рис. Характеристика россыпного золота Хатырхайского узла

Фото золотин: А – руч. Таяхта: 1 – пластинчатая с мелкоямчатой поверхностью и пленками гидроокислов железа, 2 – с ограниченными кристаллическими выступами; Б – руч. Горелый: 3 – комковидная с бугорчатой поверхностью, 4 – гемиидиоморфная (неправильная) с ямчатой поверхностью; В – руч. Крутой: 5 – комковидная с шагреневогой поверхностью, 6 – дендритовидная

по элементному составу соответствующие галениту, сфалериту, переходным минеральным фазам сфалерит-гринокит и теллуридам – петцит, гессит, алтаит и теллуровисмутит. Характерной особенностью включений теллуридов в сечении матрицы золотин является их округлая и продолговато-вытянутая, иногда плавно-извилистая форма. Микровключения породообразующих минералов (кварц, КПШ, кальцит, Fe-аллюмосиликаты) встречаются реже и в основном располагаются в краевых частях золотин.

Россыпь Горелый длиной – 3,5 км, при средней ширине – 80 м, мощность золотоносного пласта 2 м, среднее содержание Au до 2 г/м³. Аллювиальные отложения руч. Горелый представлены песчано-гравийно-галечным материалом с глиной. Плотик россыпи сложен архейскими гранитами, сланцами, доломитами и минетами, часто разрушенными до состояния дресвы и щебня. Золотоносный пласт приурочен к нижней части аллювия и верхней части выветрелых коренных пород.

При поисковых работах в плотике россыпи руч. Горелый было вскрыто золото-кварц-сульфидное тело, находящееся в приконтактной зоне пластовой интрузии минетта и доломитов венда. Руды окисленные (кварц-лимонитовые), мощность залежи 1,5 м, содержание Au 5–15,6 г/т.

Изученное россыпное золото в основном представлено мелкой фракцией – 0,1–0,25 мм до 50 % и 0,25–0,5 мм до 30 %. Более крупная фракция 0,5–2,0 мм составляет 20 %. Золото в основном имеет рудный облик, преобладает гемиидиоморфная (неправильная), комковидная, пластинчатая и реже дендритовидная формы. Поверхность золотин ямчато-бугорчатая, почковидная, иногда шагреневогой. Степень окатанности золота варьирует от слабоокатанной до не окатанной. В углублениях слабоокатанных зерен отмечаются темно-коричневые, почти черные налеты гидроокислов железа. Пробность шлихового золота руч. Горелый варьирует от 880 до 970 ‰ и характеризуется в основном высокой

пробностью (900–980 ‰) – до 90 %, среднепробное (880–899 ‰) составляет лишь 10 %. В составе золота помимо Ag других микропримесей не установлено. Обнаружены следующие рудные микроминеральные включения (в 43 % от всех изученных) – сульфиды (сфалерит, гринокит и переходные минеральные фазы сфалерит-гринокит), теллуриды (петцит, калаверит, теллуровисмутит) и (Pb) сульфовисмутит, а также редкоземельные фосфаты (монацит, ксенотим), и породообразующие микровключения кварца и кальцита.

Россыпь руч. Крутой самая богатая, имеет длину 2,5 км, ширину 40 м, мощность песков 0,8–1,1 м, торфов – 2 м, среднее содержание Au 2,5 – 6,0 г/м³. Аллювиальные отложения представлены песчано-галечно-гравийным материалом с глиной. Верхняя часть плотика сложена архейскими гранитами и сланцами.

В россыпи руч. Крутой преобладает до 70 % мелкого золота (-0,1–0,25 мм), наряду с которым встречается более крупные фракции – 0,25–0,5 мм (до 20 %) и 0,5–4,0 мм (до 10 %). Форма и степень окатанности золотинок для всех фракций одинаковы. Золото рудного облика, значительная часть имеет гемиидиоморфную, комковидную, пластинчатую и дендритовидную форму. Поверхность шагреньевая, ямчатая, ямчато-бугорчатая, почковидная, пупырчатая. В углублениях отмечаются бурые пленки гидроокислов железа и пелитовый материал. Окатанность золотинок варьирует от слабоокатанной до не окатанной. Пробность золота изменяется от 810 до 980 ‰. В основном преобладает высокопробное золото (более 900 ‰) – 84%, в подчиненном количестве (16 %) среднепробное (810–899 ‰). В единичных золотинок руч. Крутой, как и в золоте руч. Таяхта, наблюдается слабая зональность, при которой содержание Au уменьшается от центра зерна к периферии от 94 до 88 %, а содержание Ag увеличивается от 6 до 12 %. В ходе анализа микровключений в матрице золотинок (в 37% от всех изученных) обнаружены включения теллуридов (гессит, петцит, алтаит), теллуровисмутов, сульфидов (галенит, минеральные фазы сфалерит-гринокит, халькопирит) и редкоземельных фосфатов (монацит, ксенотим). Выявлено преобладание микровключений группы теллу-

ридов. Породообразующие минеральные включения представлены кварцем и кальцитом.

Таким образом, изложенные выше материалы по изучению минерало-геохимических особенностей россыпного золота дают основание утверждать, что в целом изученное золото ручьев Таяхта, Горелый и Крутой характеризуются однотипными признаками. Во всех россыпях преобладает мелкое высокопробное слабоокатанное золото рудного облика, со схожими морфологическими признаками. Слабая степень окатанности россыпного золота изученных объектов свойственна золоту ближнего сноса и указывает на тесную связь золотоносных россыпей с близлежащими коренными источниками. Выявленные в россыпном золоте микровключения рудных и породообразующих минералов отражают специфику минерального состава руд Хатрхайского узла.

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

ДАнные ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ - ПРИМЕНЕНИЕ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ, ПРОГНОЗНО- ПОИСКОВЫХ И ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ивановский С.Я.¹, Сенкевич В.С.², Ширококов А.Ю.²

¹ФГУ ГП «Урангео» СФ «Березовгеология», г. Новосибирск, ivanovsky2@ya.ru

²АО Сибирский Научно-Исследовательский Институт Геологии
Геофизики и Минерального Сырья (СНИИГГиМС), г. Новосибирск,
sink777@mail.ru; shiro@sniiggims.ru

В последние годы бурными темпами развиваются технологии космических съемок и обработки их материалов. Накоплен крупнейший массив данных дистанционных съемок различной детальности. Создаются новые средства и алгоритмы обработки цифровой информации. В настоящее время стали доступны все накопленные материалы,

технические средства обработки цифровых изображений, которые можно успешно применять при геологических исследованиях.

Использование материалов космических съемок (МКС) позволяет получать качественно новую информацию не только при геолого-съемочных и прогнозно-поисковых работах, но и на детальных стадиях оценочных и разведочных работ. Это актуально как для новых и малоизученных площадей, так и для известных рудных районов, где можно рассчитывать главным образом на выявление скрытых объектов (глубоко залегающих и/или перекрытых рыхлыми отложениями). Следовательно, требуется применение технологий, которые позволят на начальном этапе в короткие сроки при минимальных затратах средств уточнить геологическое строение и значительно локализовать перспективные основы методологии применения МКС для целей геологических исследований положена связь особенностей объектов поверхности Земли с геологическим, в том числе глубинным строением и минерагенией. Важнейшие характеристики МКС, отличающие их от наземных и отчасти аэроисследований, – объективность и метричность исходной информации; обзорность, непрерывность и требуемая детальность; естественная генерализация и повышенная глубинность; высокая информативность, обусловленная получением данных в широком диапазоне спектра электромагнитного излучения; возможность проведения исследований в труднодоступных районах; исследования трансграничных структур, находящихся на территории различных недропользователей; высокая экспрессность, экологичность и относительно низкая стоимость [1].

Следует отметить, что нами было начато освоение методов дешифрирования "снимков", не системно, по большей части дискретно, по принципу от частного к общему, начиная с материалов аэрофото-съемки масштаба 1:25 000 и заканчивая современными актуальными и информативными данными дистанционного зондирования. Работа с аэро- и космоснимками, производилась преимущественно акцентируясь на визуализации, постепенно и не всегда последовательно переходя к целевой их обработке с использованием специальных пакетов программ и алгоритмов. Важно подчеркнуть, что базовый потенциал знаний был получен от специалистов: Центра "Космогеология" ТПУ,

г. Томск и Центра дистанционных методов природноресурсных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург.

Отправной точкой работы с ДДЗ можно считать, подготовку дистанционной основы к отчету: "Поисковые работы на рудное золото на Деспенской площади (Республика Тыва), 2012-2014 гг. по данным аэрофотосъемки и композитных космоснимков. В результате проведенных исследований:

- получена структурно-тектоническая схема Деспенской площади с выделенными перспективными участками на основе результатов дешифрирования МДЗ по аэрофото- и космофотоматериалам.

- выделены перспективные участки и даны рекомендации по направлениям дальнейших исследований (Широбоков А.Ю., 2014г).

Далее в пределах работ по Дулгалахской площади, проведение геохимических работ в пределах Бетюгенского рудного поля (Республика Саха (Якутия), 2013 г., определенные перспективные участки геохимического поля в общем и целом совпадают с полями гидротермально измененных пород, а так же тяготеют к узлам пресечения линейных структур северо-восточного и северо-западного простирания выделенных по результатам ДДЗ.

Рекомендации по постановке региональных геолого-геофизических и прогнозно-минерагенических работ изученной площади в районе Забайкальского этапа Восточного участка профиля 1-СБ (в рамках работ по региональному геолого-геофизическому профилю 1-СБ, 2014-2017г.г.), основанные на разработке поисковых критериев выделенных с использованием многоканальных ДДЗ различной разрешающей способностью в совокупности с геохимическими и геофизическими материалами, с проведением аналогии поверхности с глубинными построениями.

По текущему заданию: «Поисковые работы на рудное золото на Ургайлыгской площади (Республика Тыва), 2015-2017г.г.»:

1. Подготовка комплекта материалов для Дистанционной основы (ДО) Ургайлыгской площади (лист М-46-ХI, площадь 150 км²) снимки Landsat 7 ETM, Landsat 8 ETM, Aster GDEM.

2. Ургайлыгская площадь, автоматизированный анализ пространственного распределения точек месторождений, проявлений и пунктов минерализации по рангам, относительно сопряжения линейных и кольцевых структур, на основе данных дистанционного зондирования (ДДЗ) (табл.). Использование программного обеспечения Arc GIS, Erdas Imagine.

Ведутся многолетние исследования направленные на изучение геологического строения и дистанционных критериев прогноза золото-серебрянного оруденения Ньюектаминского рудного узла, Западно-Верхоянского рудного района (Республика Саха (Якутия). Здесь основные задачи: выявление закономерностей анализа дистанционных критериев для прогноза зотото-серебряного оруденения Ньюектаминского рудного узла является актуальной задачей, решение которой будет способствовать повышению эффективности прогноза многочисленных перспективных слабоизученных площадей Западно-Верхоянской металлогенической зоны на основе проведения аналогий изученного мониторинга дистанционных критериев Ньюектаминского рудно-россыпного узла.

Таблица

Характеристики исходных данных набора Landsat 8 OLI

| Диапазон | Номер канала | Название | Длина волны, мкм | Пространственное разрешение |
|----------|--------------|---------------------|------------------|-----------------------------|
| VNIR | 1 | Coastal aerosol | 0.433–0.453 | 30 |
| | 2 | Blue | 0.450–0.515 | |
| | 3 | Green | 0.525–0.600 | |
| | 4 | Red | 0.630–0.680 | |
| | 5 | Near Infrared (NIR) | 0.845–0.885 | |
| SWIR | 6 | SWIR 1 | 1.560–1.660 | |
| | 7 | SWIR 2 | 2.100–2.300 | |
| | 8 | Pan | 0.500–0.680 | 15 |
| | 9 | Cirrus | 1.360–1.390 | 30 |
| TIR | 10 | TIR 1 | 10.30–11.30 | 30 |
| | 11 | TIR 2 | 11.50–12.50 | |

Для оптимизации рационального использования материалов космических съемок, обязательное условие результативности - применение последних в совокупности с наземными геохимическими, геофизическими и горно-буровыми работами.

Литература:

1. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Назаров В.Н., Кузнецов А.С. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая). Томск, СТТ. 2007. С. 228.

О «НОВОМ» ЗОЛОТЕ ИЗ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Калинин Ю.А.^{1,2}, Наумов Е.А.^{1,2}, Жмодик С.М.¹, Ковалев К.Р.¹

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, kalinin@igm.nsc.ru*

² *Новосибирский государственный университет, г.Новосибирск*

В отечественной литературе нередко превалирует мнение об остаточном характере и инертности золота в корах выветривания. В мировой литературе, базирующейся на изучении профилей выветривания Австралии, Амазонии, Африки, Юго-Восточной Азии, рассматриваются «зрелые» коры выветривания латеритного типа, высокая подвижность золота в которых в настоящее время очевидна [2, 3, 4, 5, 6]. Накопленный материал по золотоносным корам выветривания позволяет говорить о высокой мобильности золота в гипергенной зоне. Главные прикладные аспекты сводятся к трем вопросам: 1 – укрупняются ли при этом частицы самородного золота; 2 – создаются ли горизонты вторичного золотого обогащения; 3 – каковы механизмы и масштабы этих процессов? Примеры изученных месторождений золотоносных кор выветривания латеритного профиля Западной Африки и каолинитового – Салаира, Кузнецкого Алатау, Алтая, Казахстана, Урала показывают, что, наряду с остаточным золотом, присутствует гипергенное, новооб-

разованное [1]. Нередко вновь образованное золото составляет существенную часть от общей массы золота из коры выветривания.

Золотоносные коры выветривания развиваются как за счет месторождений, так и рассеянной золотоносной минерализации в породах субстрата. Их формирование осуществляется при совокупном проявлении: 1) остаточного накопления Au в линейных гипергенных зонах; 2) хемогенного перераспределения, заключающегося в растворении тонкодисперсного Au, содержащегося в сульфидах, переходе его в подвижные комплексы, их миграции и осаждении Au на геохимических барьерах; 3) механического переотложения Au за счет перемива продуктов выветривания в карстовых депрессиях.

На основе собственного материала проведен сравнительный анализ минералого-геохимических признаков, характеризующих новообразованное «гипергенное» золото. Рассмотрено три золоторудных месторождения Казахстана, на которых промышленно значимая золотоносная кора выветривания развита по различному эндогенному субстрату, характеризующемуся разными рудно-формационными типами минерализации. «Упорные» малосульфидные прожилково-вкрапленные первичные руды малосульфидного **Суздальского** месторождения в Восточном Казахстане приурочены к углеродисто-терригенно-карбонатной (черносланцевой) толще карбона и характеризуются преимущественной локализацией Au в арсенопирите. Эндогенное золото представлено свободным и, так называемым, невидимым. Свободное Au размерами до десятков мкм представлено кристалломорфными выделениями и зернами неправильной формы, встречаясь в сростках с сульфидами, кварцем, карбонатом и слюдисто-хлоритовым агрегатом. Основная масса золотин имеет пробность 930—980 ‰, причем в пределах отдельных зерен наблюдаются широкие вариации состава. Невидимое золото присутствует в тонкоигольчатом арсенопирите, реже в пирите, в виде микро- наночастиц, возможно, в химически связанном состоянии.

Попадая в обстановку коры выветривания, все это золото служило источником для «новообразованного» золота, отличающегося большим разнообразием морфологических форм. Выделены кристаллические индивиды (изометричное, призматическое, пластинчатое) и дру-

завидные агрегаты золота в виде экзотических сростков кристалломорфных и натечно-скорлуповатых форм. Отмечается тенденция укрупнения зерен к верхним частям коры выветривания. Установлено несколько генераций золота различных гранулометрических классов. На кристаллах ранних генераций выявляются структуры растворения и структуры зародышевого и слоевого роста, а также нарастания мелких зерен и кристаллов. Все эти разновидности золота ассоциируют с гипергенными минералами. Основная масса золота представлена высокопробной разностью (средняя пробность 995 ‰). Гипергенное золото химически однородно, характеризуется высокой пробностью по всему объему золотин, без каких-либо каемок и оторочек.

Проведенные исследования позволяют полагать, что формирование высокопробного гипергенного золота в коре выветривания происходило в условиях значительного растворения невидимого золота сульфидов, его локального перераспределения и отложения в окислительных условиях. В пользу этого свидетельствует и отмечаемая тенденция увеличения размерности золота к верхним горизонтам коры выветривания. Отличительной особенностью вторичного золота является хорошо выраженные кристаллические формы и большое их разнообразие.

Эндогенная золотоносность **Первомайского** участка в Центральном Казахстане связана со слабозолотоносной вкрапленно-рассеянной сульфидной минерализацией в вулканогенно-терригенных породах и березитизированных диоритовых порфиритах крыккудукского комплекса. Тонкодисперсное золото (пробность 826-916‰) размером около 3 мкм в эндогенных метасоматитах обнаруживается в шлифах методом бета-авторадиографии и приурочено к сульфидам, прежде всего к пириту. Ремобилизация и повторное отложение золота в процессе формирования коры выветривания осуществляется за счет высвобождения тонкодисперсных его частиц из окисляющихся сульфидов. В результате детального анализа морфологии собственно самородного золота коры выветривания выявлено три основных типа: реликтовое, измененное и новообразованное. К реликтовому относится золото, сохранившее все особенности строения и состава эндогенного, ассоциирующее с минералами исходных метасоматитов. К изме-

ненному золоту отнесены зерна высокопробного («грануломорфного») пористого Au. Оно имеет петельчатую форму, образует губчатые или ячеистые агрегаты, находящиеся в срастаниях с гидроокислами Fe. Золото этого типа концентрируется на достаточно четко фиксируемом гипсометрическом уровне. К новообразованному («кристалломорфному») золоту нами отнесены многочисленные его кристаллы, распространенные в определенных участках коры выветривания, также ассоциирующие с гидроксидами Fe. Кристаллические формы Au представляют собой четко выраженные октаэдры, зачастую сдвойникованные. Для кристаллов отмечаются признаки скелетного роста. Встречаются кристаллические формы как с острыми ребрами и вершинами, так и со сглаженными очертаниями. На гранях кристаллов Au отмечается тонкая штриховка и линейная ступенчатость. Химический состав самородного Au из коры выветривания Первомайского участка весьма специфичен, отличаясь от эндогенного. Для грануломорфного золота (средняя пробность 984‰) характерны низкие содержания Ag и варьирующие Hg и Bi, редко Pb. Для кристалломорфного золота (средняя пробность 991‰) характерно практически полное отсутствие Ag, устойчивый уровень содержаний Hg и Bi при 100%-ной частоте встречаемости. Сравнение распределения и типоморфизма самородного золота из коренных метасоматитов и коры выветривания показывает, что формирование профиля выветривания протекало с участием сложных и многообразных процессов, на фоне которых золото проявило себя геохимически активным элементом. Подвижность Au во многом предопределили такие факторы, как высокая степень его дисперсности и присутствие в исходных для выветривания метасоматитах тонковкрапленных сульфидов, разложение которых в коре выветривания создает локальную благоприятную обстановку для миграции многих элементов, в т. ч. и золота.

Золото-сульфидное прожилково-штокверковое месторождение **Райгородок** в Северном Казахстане приурочено к стыку Кокшетауского террейна со Степнякской островной дугой и локализовано в скарнированных конгломератах ордовика и березитизированных габбро-монцодиоритах позднеордовикского степнякского комплекса.

Промышленная золоторудная минерализация сформировалась на кварц-золото-сульфидном этапе, когда образовалась вкрапленно-прожилковая и штокверковая кварцевая минерализация с сульфидами, контролируемая тектоническими зонами и участками брекчирования на контактах терригенных и магматических тел, и наложенная на ранее скарнированные, пропилитизированные и калишпатизированные породы. На этом этапе отложилась основная масса самородного золота, которое представлено одной генерацией. Размеры золотинок составляют 0,005–0,03 мм, т. е. преобладает класс тонкого и пылевидного самородного золота. Макроскопически видимого золота не встречается. По составу преобладает золото с пробностью 900-950‰. Золото отлагалось на всем временном интервале этапа, как на ранней стадии в ассоциации с халькопиритом, так и на поздней, при отложении висмут-теллуридной минерализации. Золото в основном отмечается в виде вкраплений и прожилков в агрегатах пирита, часто катаклазированного, реже в халькопирите и в жильной составляющей рудовмещающих пород, часто на границе с сульфидами. Отмечаются тесные парагенезисы золота с галенитом, а также минералами Те и Вi.

В пределах рудного поля широко развита кора выветривания, представленная площадным и линейным типами. Исследованию были подвергнуты: нижний горизонт коры выветривания (зона перехода от каменного структурного элювия [КСЭ] к глинистому структурному элювию [ГСЭ]) карьера Северный Райгородок и более полный разрез, включающий в себя несколько зон (около 30 м по вертикали) коры выветривания карьера Южный Райгородок. Результаты исследования свидетельствуют о значительном изменении всех характеристик самородного золота из различных зон коры выветривания. Так, для зоны перехода КСЭ-ГСЭ характерны неправильные формы золотинок, иногда с обилием хорошо выраженных граней. Преобладают чешуйки, неправильные выделения с отпечатками минералов, встречены также округлые, комковатые и удлиненные зерна с гладкими, шероховатыми, ячеистыми, кавернозными, реже пористыми поверхностями. Золото ассоциирует, главным образом, с гидроксидами Fe. По гранулометрии оно попадает в классы мелкого и весьма мелкого (0,1 -

1 мм), но относительно эндогенного золота это значительно более крупные классы. Пробность золота составляет 850-950‰, редко отмечается примесь ртути. Для более верхних горизонтов коры выветривания (Южный Райгородок) характерно преобладание гроздевидных сростков округлых кристаллов, неправильной формы индивидов с необычным «коралловидным» обликом, встречаются пластинчатые, округлые, удлинённые и неправильных форм зерна. Пробность золота близка к 1000‰, причем самой высокой обладают гроздевидные сростки кристаллов размером до 0,1 мм. Можно констатировать, что степень «зрелости» коры выветривания напрямую определяет гипергенную преобразованность самородного золота относительно первичного субстрата.

Таким образом, на всех характеризуемых месторождениях в коре выветривания происходит существенное изменение гранулометрии, морфологии и состава самородного золота, что позволяет относить его к гипергенным новообразованиям.

Выполнено при частичной поддержке РФФИ (гранты 15-05-06950, 16-05-00353).

Литература:

1. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. 339с.
 2. Butt C.R.M., Anand R.R., Smith R.E. Regolith Exploration Geochemistry, Yilgarn Craton //17th International Geochemical Exploration Symposium /17th IGES Exploring the Tropics, Townsville, Australia, 1995. 97 p.
 3. Freyssinet P., Romand B., Greffié C. and Crouzet C. Migration Processes of Soluble and Colloidal Gold in a Lateritic Deposit of Amazonia // PDAC-CIM Conference “Mining the Millenium”, Toronto, March 2000. P. 2-9.
 4. Mann A.W. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: Some observations from Western Australia. // Econ. Geol. 1984. V.79, N 1. P.38-49.
 5. Porto C.G., Hale M. Mineralogy, Morphology and Chemistry of Gold in the Stone Line Lateritic Profile of the Posse Deposit, Central Brazil // J. Geoch. Exploration. 1996. V.57. P. 115-125.
- Yesares L., Aiglsperger T., Sáez R. et al. Gold Behavior in Supergene Profiles Under Changing Redox Conditions: The Example of the Las Cruces Deposit, Iberian Pyrite Belt // Econ. Geol. 2015. V. 110. P. 2109–212.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА И АБСОЛЮТНЫХ ДАТИРОВОК В ПРОГНОЗЕ И ПОИСКАХ ЗОЛОТО-МЕДНОПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА БУРГАХЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

Кара Т.В.

АО «Полюс», Москва, Россия, KaraTV@polyus.com

Важным фактором повышения эффективности геологических работ является внедрение новых методов исследования на основе современных достижений физики, химии и электроники. Современное развитие техники позволяет для геологических работ использовать глубокое изучение вещества с применением новейшей аналитической аппаратуры.

В ходе поисково-оценочных работ на рудное золото, проводимых АО «Полюс» на Бургахчанских площадях с 2011 г. по настоящее время, получены новые данные о глубинном строении, вещественном составе и возрастах магматических и вулканогенно-осадочных комплексов территории, которые позволяют сделать предположения об истории их формирования и взаимодействия, и могут быть использованы в прогнозировании и поиске новых рудных узлов.

Новые технологии изучения вещества при геологических работах базируются, в значительной степени, на изотопных методах, которые позволяют определять время и продолжительность геологических процессов, физико-химические условия и интенсивность рудных процессов, расчленять и коррелировать немые осадочные толщи, магматические и метаморфические образования, а также оценивать вклад мантийных и коровых источников вещества в формирование объектов – комплексов и формаций горных пород. Особенностью изотопно-геохимических и геохронологических методов является то, что они могут дать ответ на три основных вопроса: возраст формирования геологических тел, источники вещества и условия протекания процессов – кинематика, температура, химизм. Кроме того, они дают возможность точной идентификации и корреляции исследуемых объектов.

Алазейско-Олойская складчатая система, сложенная, в основном, островодужными образованиями палеозойского и мезозойского возраста и принадлежащая к структурам Колымской петли, расположена в обрамлении основных тектонических элементов мезозоид Северо-Востока Азии. К северу её ограничивает Южно-Аннуйская складчатая система (сутура), разделяющей структуры, образовавшиеся вдоль арктической и тихоокеанской континентальных окраин, с юга она граничит с Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Бургахчанская площадь расположена в пределах восточной части Олойской зоны, южнее её стыка с Южно-Аннуйской сутурой (ЮАС). На юго-востоке её территория с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП) (рис.1).

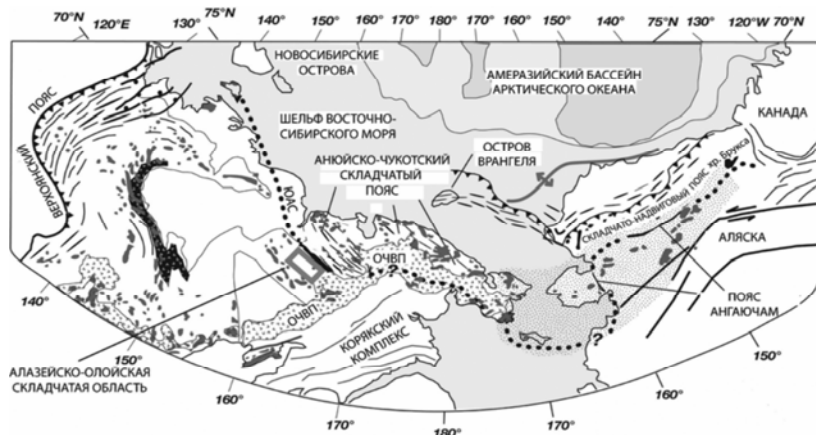


Рис 1. Обзорная карта основных мезозойских структурных поясов СВ России и северной Аляски (по материалам Miller et al, 2006; Катков, 2010).

Район исследований обозначен прямоугольником.

В Олойской складчатой системе выделяются структурно-формационные зоны, связанные с определенными этапами геодинамического развития. На изучаемой территории она представлена позднемезозойскими впадинами – Ненканской и Вукваамской структурно-фациальными зонами (СФЗ), которые разделены Алучинским массивом меридионального простирания. Нембондинская СФЗ – краевая северная

часть Нембондинского лавового поля, рассматривалась разными авторами как Нембондинская подзона Олойской складчатой системы или как составная (трансформная) часть Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, раннего, альбского этапа его становления [1]. Мозаичный структурный рисунок мезозойских структур Западной Чукотки является результатом последовательных коллизионных процессов [5].

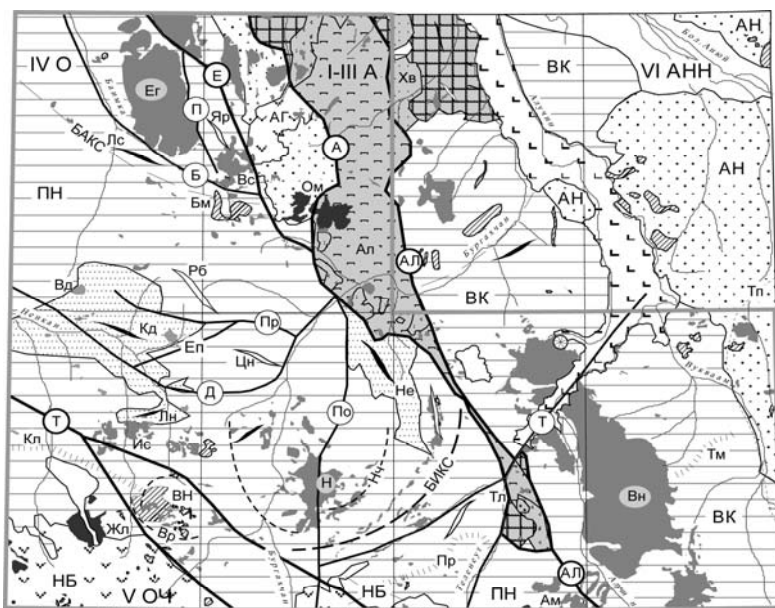
В ходе поисково-оценочных работ на рудное золото, проводимых АО «Полюс» на Бургахчанских площадях с 2011 г. по настоящее время, получены новые данные о глубинном строении, вещественном составе и возрастах магматических и вулканогенно-осадочных комплексов территории (рис. 2). Данные, полученные при изучении находящегося севернее месторождения Песчанка, позволяют интерпретировать Баимскую зону как глубинную структуру правого сдвига, в которой медно-порфировые месторождения формировались кулисообразно в локальных ловушках растяжения (сбросы, отрывы) преимущественно меридионального простирания [7].

Таблица 1

Определение абсолютных возрастов U-Pb SHRIMP (ВСЕГЕИ)

| Образец | Возраст, Мв | Описание породы |
|---------|-------------|---|
| 12402 | 139,1±1,9 | Порфиroidный монцдиорит |
| 12403 | 141,2±1,2 | Порфиroidный монцдиорит |
| 12410 | 141,8±1,2 | Роговообмаковый кварцевый диорит |
| 70263 | 138,7±2,1 | Роговообмаковый гранодиорит |
| 70266 | 142,5±1,2 | Кварцевый диорит |
| 70274 | 143,6±0,5 | Биотит-роговообмаковый кварцевый монцдиорит |
| 70282 | 146,0±2,3 | Флюидальный дацит |
| 70283 | 147,1 ±2,7 | Туф кристаллолитокластический |

Аналогичные тектонические обстановки прослеживаются к юго-востоку в районе Вукнейского массива Бургахчанской площади. Полученные U-Pb методом (SHRIMP) для данной территории определения абсолютных возрастов позволяют провести возрастную корреляцию рудоносных массивов месторождения Песчанка и потенциально перспективных на обнаружение крупнообъемных медно-порфировых месторождений одновозрастных интрузивов Вукнейского и Ничанского массивов.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

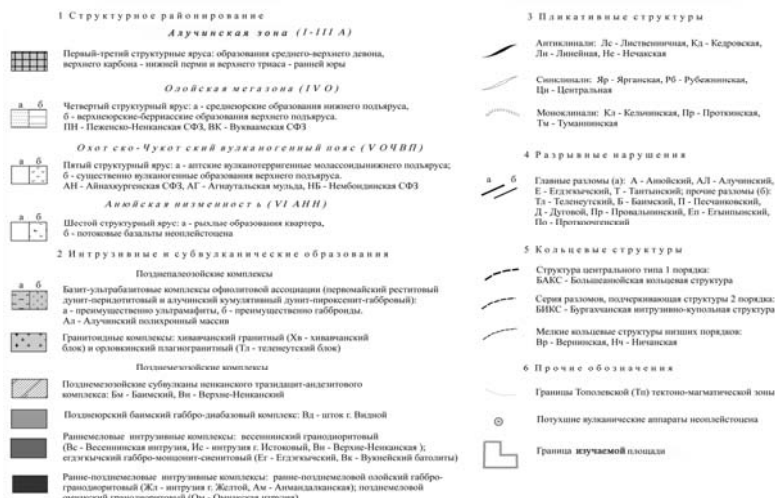


Рис 2. Схема тектонических структур Восточной Чукотки (по материалам [7]). Район исследований заштрихован.

Полученные геохронологические данные подтверждают выводы о существовании океанического бассейна до титонского (волжского) времени, когда спрединг прекратился и океанический бассейн начал заполняться терригенными отложениями (табл.).

Работы выполнены в ходе поисково-оценочных работ на золотое и медно-порфировое оруденение, проводимых АО «Полюс» на Бургахчанских площадях (ЧАО).

Литература:

1. Бельий В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 1978. 213 с.
 2. Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пральникова И.Е. Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры северо-западного обрамления Пацифики // Геотектоника. 2002. №1. С. 59-71.
 3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука. 1990. Т. 2. 327 с.
 4. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоиде северо-востока Азии. Наука, Новосибирск: 1984. 192 с.
 5. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН.2001. Т. 376. №1. С. 7–11.
 6. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П., Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии)//Геотектоника. 2015. №1 с.5-30.
- Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В., Баимская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО. Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, №6. 2013.
7. Фурман А.О. Отчет о работах по объекту «Оценка перспектив благороднометального оруденения Бургахчанской площади» за 2004-2006 г. Билибино. 2006. Книга 1. 199 с.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ ЭНДОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Кокин А.В.

Российская академия народного хозяйства и государственной службы при Президенте РФ, г. Ростов-на-Дону; alex@avkokin.ru

Проблемы источников золота в рудах относят к остро дискуссионным [2], а поскольку исследователей обычно волнуют генетические проблемы, то они не всегда дают выход на перспективную оценку выявленной золоторудной минерализации. Также известно, что золото, как впрочем и другие металлы в Южно-Верхоянском синклинии, может образовывать концентрации в невысоком диапазоне температур, давления, глубинности [2, 4, 5]. Чаще золото локализуется преимущественно в осадочных терригенных породах верхоянского комплекса [3] на уровне позднекарбон-раннепермских отложений (южная группа месторождений Аллах-Юньской золотоносной зоны), раннепермских отложений (Кэннэ-Бурхала, Неждановское месторождение, Лазурное, Курумское, Одержимое, Тенистое рудопроявления), раннетриасовых (Аглыкское золото-медно-вольфрамовое месторождение), а иногда в составе терригенных и изверженных пород обменивающихся веществом субстратов. Золото имеет большое сродство к Fe, S, углероду и встречается чаще всего в ассоциации с сульфидами: Fe, Cu, Ag, Pb, Zn, Bi, Te, As, Sb, Hg, Se, реже с оксидами W [4, 5].

Установлено, что содержания Au, Ag, As, Pb, Cu, Zn в составе обозначенных выше стратиграфических уровней терригенного комплекса вне рудных полей превышают кларк земной коры в 3,5 – 12 раз [3, 4]. В гранитоидах устанавливаются содержания на уровне кларковых количеств с незначительными превышениями W, Sn, Bi, Sb. При этом доказано смещение надкларковых концентраций Au в алевролитах снизу вверх по разрезу верхоянского комплекса от позднекарбон-раннепермского уровня на юге Аллах-Юньской зоны, вмещающего известные золоторудные месторождения пре-

имущественно в согласных жилах, к раннепермским в центральной и северной её части. К северо-востоку повышенные кларки золота уже тяготеют к раннему триасу (Агылкинское золото-медно-вольфрамовое, золотрудное месторождение Бадран и др.).

Важнейшим признаком концентрации золота среди терригенного верхоянского комплекса является наличие *Сор₂* от 1,5 до 2,5 мас.% и высокой сернистости чёрных сланцев с содержанием сульфида железа (марказита, пирита), достигающего в отдельных горизонтах 1,5 – 5 мас.% на мощность вмещающих пород от первых до 30 – 70 м. Средние содержания Au в марказитах-пиритах в Аллах-Юньской золотоносной зоне от широты р. Юдомы до широты р. Тыры (район Нежданинского месторождения) варьируют от 40 до 600 – мг/т, As – до 0,1%, Cu – до 0,05%, Pb – 0,007%, Ag – до 2-20 г/т, Zn – до 0,010%.

Подавляющее большинство золоторудных месторождений и запасов золота в них связано со следующими минеральными типами и стандартным набором минералов: золото-пиритовый; золото-арсенопиритовый; золото-пирит-арсенопиритовый; золото-галенит-халькопирит-сфалеритовый; золотосульфоантимонитовый; золото-антимонитовый (Хохсолохское рудопроявление); золото-сульфотеллуридный (Курумское, Одержимый, Тенистое, Сосукчанское, Наганджинское, Борикчакское и др.); золото-киноварный (пока не выявлен на территории Юго-Восточной Якутии, но известен на севере Якутии). В условиях полигенных и полихронных месторождений (Нежданинское) сосредоточены почти все выше перечисленные минеральные типы (что и обусловило уникальность его по запасам золота, а на глубоких горизонтах отмечаются признаки золото-сульфотеллуридного минерального типа [4].

Автор сознательно минеральные типы рассматривает исключительно в составе рудных минералов-концентраторов золота, поскольку технологов в первую очередь интересует вхождение золота в состав сульфидов, что и определяет, например, качество руд Нежданинского месторождения, относимых к упорным. Золото-кварцевый минеральный тип сопровождает практически все золо-

торудные месторождения, которые относятся к категории хорошо обогатимых руд (юг Аллах-Юньской золотоносной зоны).

При этом устанавливается пространственная (преимущественно вертикальная и чехловая) зональность развития минеральных типов Нежданинского месторождения и его периферии, снизу вверх [4, 5]: золото-вольфрамит-шеелитовый и золото-сульфотеллуридный (Курумское рудопроявление); золото-сульфотеллуридный (Одержимый, Тенистый); антимонитовый (без золота на Нежданинском месторождении и в пределах Верхне-Дыбинского рудного узла, но с золотом в Сарылахском и Сентачанском месторождениях, проявлении Хосолох); золото-пирит-арсенопиритовый; золото-халькопирит-галенит-сфалеритовый с блеклыми рудами; золото-сульфоантимонитовый.

Каждый минеральный тип или их сочетание связываются со стадиями рудообразования. Пространственное совмещение стадий приводит к появлению промышленных блоков (Нежданинское месторождение) со смешанной природой и зональностью образования минеральных типов [1, 4, 6].

Наличие золота в составе перечисленных пространственно и зонально построенных минеральных типов при совмещении стадий минералообразования привело к формированию полигенного и полихронного уникального по запасам и вещественному составу Нежданинского месторождения.

В рамках обозначенных выше особенностей формирования золоторудных месторождений региона и их системного анализа возникает возможность построить пространственно-временную схему эволюции источников золота, позволяющих давать оценку перспективности признакам появления золоторудной минерализации в рассматриваемом регионе.

1. Вхождение золота в состав так называемых чёрносланцевых толщ на уровне надкларковых концентраций с точностью его оценки по правилу 3σ . Природа обогащения золотом чёрных сланцев может быть, как известно, разной.

2. Наличие марказита и пирита (по типу сероводородного загрязнения бассейнов седиментации) в составе рудовмещающих (чёрно-

сланцевых толщ), выступающих, как правило, носителем надкларковых концентраций золота и других металлов-спутников (Ag, As, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Sb).

3. Региональный метаморфизм в эпоху тектоно-магматической активизации. Перераспределение золота осадочных пород в состав тонкорассеянной пирит-арсенопиритовой минерализации по фронту теплового потока в зонах дробления, обогащение марказитов и пиритов золотом в процессе их перекристаллизации.

4. Метасоматическая перекристаллизация в зонах рассеяния пиритов, арсенопиритов, тонкозернистых марказитов-пиритов в состав крупнозернистых разностей с выделением части свободного золота в состав кварца и сульфидов гидротермальной стадии по фронту теплового потока с признаками прямой регрессивной минералогической зональности.

5. Наложение нового источника золота, висмута, теллура, вольфрама, пространственно связанного с кислым магматизмом. Полигенность, полихронность образования Нежданнинского месторождения была доказана в середине семидесятых годов геологами Андрияновым Н.Г., Волкодавом И.Г., Кокиным А.В., Силичевым М.К. и подтверждена прецезионными исследованиями уже в XXI столетии [6].

Таким образом, эволюция источников золота тесно связана с историей формирования геологических структур, золотоносностью вмещающих пород (чёрных сланцев), степенью насыщенности их пиритом-марказитом, содержащих повышенные концентрации золота и других металлов по фронту теплового потока разной природы, который приводит к смешению источником металлов с обменом вещества посредством метаморфизма, метасоматизма и гидротермальной деятельности.

Такая схема эволюции золота и металлов, парагенетически связанных с ним, подтверждается региональными исследованиями. Установлено, что золота, пространственно и парагенетически связанного с магматизмом на территории западной, центральной и восточной час-

тей синклинория не обнаруживается, а устанавливается только в случае, когда интрузии локализируются в толщах, обогащенных золотом, *Sorg* и сульфидами железа. Точки с бедной золотой минерализацией фиксируются в пространственной связи с кислым магматизмом только в иных по составу и возрасту вмещающих породах.

Литература:

1.Гамянин Г.Н., Силичев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В. Полиформационное золоторудное месторождение // Геология рудных месторождений. 1985. № 5. С.86–89.

2.Золоторудные месторождения России / Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель. 2010. 350 с.

3.Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые.1987. №3. С. 119–128.

4.Кокин А.В. Оценка перспективности рудных объектов. - Ростов-на-Дону: Ростиздат, 2005. 375с.

5.Кокин А.В. Рудно-геохимическая зональность эндогенных рудных месторождений как следствие распространённости, периодичности и термодинамических свойств элементов // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. Вып.3 (28). С. 43–55.

6.Чернышов И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В. и др. Источники металлов крупного орогенного Нежданинского золоторудного месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопов свинца (МС – ICP-MS) и стронция. // Геология рудных месторождений. 2011. Т.53. №5. С. 395–418.

ЗОЛОТОРУДНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ОДЕРЖИМЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ ЗОЛОТА, ВИСМУТА И ТЕЛЛУРА

Кокин А.В.

Российская академия народного хозяйства и государственной службы при Президенте РФ. Ростов-на-Дону.

alex@avkokin.ru

Золоторудное проявление Одержимый в Якутии, расположенное в левобережье р. Дыбы, относится к Лево-Дыбинскому рудному полю [1, 2], в пределах которого кроме него известно: золоторудное проявление Тенистый; ряд проявлений, представленных мощными (до 2-х м) и протяженными жилами арсенопирита с повышенными (до 4 г/т) содержаниями в них золота; жилами, жильными зонами дробления и окварцевания с антимонитовой и полиметаллической минерализацией небольшой мощности по периферии Дыбинского массива гранодиоритов K_{1-2} . Оруденение представляет собой классический пример зонального распределения минерализации в направлении от массива в контактовые биотит-кварц-мусковитовые и серицит-хлоритовые роговики: молибденит-шеелитовая (в жилах и прожилках пегматитов среди гранодиоритов), золото-сульфотеллуридная среди кварц-биотит-мусковит-серицитовых роговиков, золото-пирит-арсенопиритовая и антимонитовая без золота в составе кварц-серицит-хлоритовых роговиков и полиметаллическая минерализация за пределами контактовых роговиков.

Одержимое, выявленное автором в 1978 г после проведения геологического картирования м-ба 1:50 000 и Тенистое, открытое М. Афанасьевым после заверки точки золотой минерализации В. Коростелева, относится к золото-сульфотеллуридному минеральному и золото-теллур-висмутовому геохимическому типу с повышенными содержаниями мышьяка и кобальта (относимые к так называемой пятиэлементной геохимической группе) золото-кварцевой (золото-редкометальной по Г. Гамянину и Н. Шило) формации.

Рудопроявления Одержимый и Тенистый принадлежат одной структуре, одному стратиграфическому уровню минерализации, локализованному среди пачки переслаивания песчаников и алевролитов ранней перми ырчаховской свиты (P_{1ir}), перекрытой отложениями грубого переслаивания алевролитов и песчаников нижнеменкеченской подсвиты поздней перми (P_{2mn1}).

В структурном отношении – это свод Дыбинской антиклинали, осложнённый куполом внедрения гранодиоритов таким образом, что кровля массива гранодиоритов практически повторяет контуры пачки переслаивания песчаников и алевролитов P_{1ir} (рис. 1). Падение пластов осадочных пород на юго-запад от кровли массива под углом 25–35°.

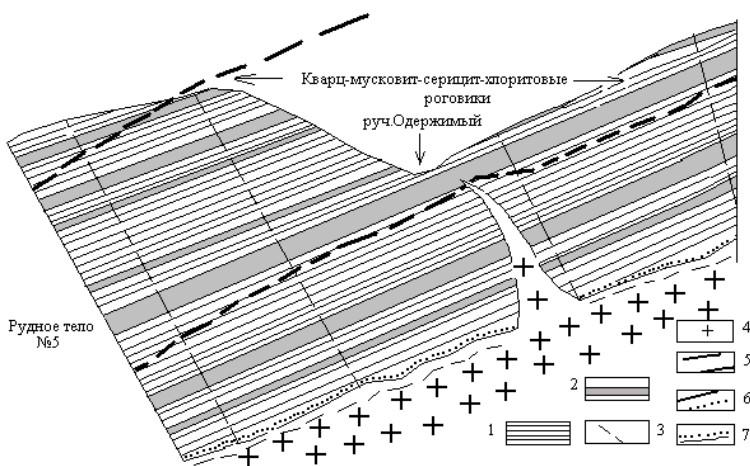


Рис. 1. Ленточные штокверки прокварцованных песчаников рудопроявления Одержимый.

1-алевролиты; 2-прокварцованные песчаники с золото-сульфотеллуридной минерализацией; 3-дробление в поперечных трещинах; гранодиориты K_{1-2} ; 5-контур кварц-мусковит-серицит-хлоритовых роговиков; 6- контур биотит-кордиеритовых роговиков; 7- контакт массива с ленточными штокверками.

Рудные тела представляют собой ленточные штокверки – пласты прокварцованных и окварцованных песчаников P_{1ig} и P_{2mp1} . Выделяется до шести пластов с золото-сульфотеллуридной минерализацией. Прокварцевание и окварцевание захватывает только некомпетентные слои песчаников по типу лестничных жил и не проникает в компетентные слои алевролитов. Мощность прокварцованных песчаников варьирует от 1 до 5,0 м. Степень прокварцевания от 10 до 70 %. Мощность прожилков от 0,5 до 30 см. Прокварцевание связано с ранним (догранитодным) процессом формирования лестничных жил альпийского типа, на которое накладывается позднее метасоматическое окварцевание с собственно золото-сульфотеллуридной и золото-арсенопиритовой минерализацией, проникающей в прокварцованные разности песчаников.

В качестве источников металлов золото-сульфотеллуридной и золото-арсенопиритовой минерализации рассматривается два. Первый связан с повышенной мышьяковистостью [4] и золотоносностью терригенного комплекса ранней перми [1,2,3,4]. Региональный кларк золота варьирует от 7,2 до 12 мг/т. Более золотоносными являются алевролиты, содержания золота в которых может достигать до 3 – 7 кларковых количеств. Перекрывающие алевролиты поздней перми едва достигают 5,5 мг/т. Под влиянием теплопотока гранодиоритового массива, сопровождающегося по фронту внедрения метасоматически-гидротермальной деятельностью, золотом были обогащены некомпетентные слои песчаников за счёт алевролитов [3]. Второй источник связан с массивом гранодиоритов, с которым ассоциирует собственно молибден-шеелитовая и сульфотеллуридная минерализация. Концентрации золота в составе массива варьируют в пределах кларковых количеств (3 – 4,5 мг/т), но с повышенными против кларка W_i , Te , Co (от двух до пяти кларков земной коры).

Установлено [2, 3, 4], что месторождения и рудопроявления золота, пространственно связанные с кислым магматизмом в пределах Аллах-Юньской золотоносной зоны, обнаруживается только в случае, если штоки, массивы непосредственно локализуются в толщах $C_3 - P_1$, обогащенных надкларковыми количествами золота и перекрываются экранирующими пачками глинистых пород. Поэтому в пределах

Дыбинского, Курумского, Веткинського, Тарбаганнахского и Уэмляхского массивов отмечается наличие золотой минерализации, а за пределами Аллах-Юньской золотоносной зоны – в пределах Наганджинского штока.

Пластовые штокверки характеризуются убогой золото-сульфотеллуридной, золото-пирит-пирротин-арсенопиритовой минерализацией (менее 1% по массе кварцевых прожилков). Ряд распространённости сульфидов в кварцевых жилах: арсенопирит, лёллингит, висмутин, тетрадимит, самородный висмут, редко пирротин, пирит, галеновисмутин, раритетом является кобальтин. Золото встречается в тесной ассоциации с сульфотеллуридами висмута, лёллингита-арсенопирита, выделяется в свободном виде и в кварце, преимущественно в позднем. Размерность золота от крупного (десятые доли мм до 15 мм в виде зёрен и дендритов) до размерности менее 0,1 – 0,05 мм. Пробность золота варьирует в пределах 890 – 960 промилле.

На поисковой стадии по данным штучного опробования концентрации золота в кварцевых жилах варьируются от 2 до 120 г/т. Стандартным бороздовым опробованием ленточных штокверков устанавливаются концентрации золота от 0,2 до 6 г/т, в единичных случаях до 100 г/т при средних значениях около 1,2 г/т. Задириковым опробованием на мощность 5,0 м пласта прокварцованных песчаников в приустьевой части руч. Одержимого была отобрана валовая проба В. Осиповым и Ю.Зубковым в 1979 г. После дробления и истирания валовой пробы в Аллах-Юньской экспедиции в отквартованных разностях концентрации золота варьировали от 5,6 до 12 г/т при средних 8,9 г/т. Направленная для испытания валовая проба в лабораторию г. Иркутска показала средние содержания Au 7,8 г/т, Bi – 500 и Te – 200 г/т. В результате технологического испытания пробы установлено, что свободное и в сростаниях с сульфидами, кварцем золото извлекается до 90–96 %. При этом затраты на переработку руды полностью окупаются извлекаемым теллуrom.

Большие расхождения в оценке концентраций золота при валовом и стандартном бороздовом опробовании связаны с необходимостью выбора методики опробования ленточных штокверков. Проведенные

дополнительные испытания опробования рудного тела на мощность пласта прокварцованного песчаника 1,0 м способом задирки шириной до 0,5 м, при степени прокварцевания тела до 50 % установлены концентрации золота 5,9 г/т. При этом стандартная бороздовая проба 1,0x0,05x0,03 м показала содержание Au – 1,9 г/т. 13 бороздовых проб на мощность 1 м по простиранию на 13 м рудного тела № 5 показали средние содержания Au – 2,69 г/т, Ag – 1,52 г/т.

Таблица 1

Сравнение содержаний золота в бороздовых пробах и в составе лёгкой фракции их дубликатов после дробления

| Номера проб | Концентрации Au и Ag в бороздовых пробах | | Концентрация Au и Ag в составе лёгкой фракции | |
|-------------|--|------|---|------|
| | Au | Ag | Au | Ag |
| 1 | 5,0 | 2,3 | 3,5 | 3,5 |
| 2 | 1,5 | 1,0 | 1,1 | 2,7 |
| 3 | 3,9 | 2,9 | 2,5 | 1,6 |
| 4 | 0,6 | 1,0 | 0,6 | 1,0 |
| 5 | 0,4 | 1,0 | 0,4 | 1,0 |
| 6 | 2,6 | 2,5 | Не изучалась | |
| 7 | 3,6 | 1,0 | 2,5 | 2,3 |
| 8 | 0,5 | 1,0 | 0,9 | 1,4 |
| 9 | 6,3 | 1,0 | 5,1 | 1,0 |
| 10 | 1,2 | 1,6 | 1,3 | 2,7 |
| 11 | 5,4 | 1,0 | Не изучалась | |
| 12 | 2,2 | 1,4 | | |
| 13 | 1,8 | 2,1 | | |
| Среднее | 2,69 | 1,52 | 1,99 | 1,91 |

Также выполнены работы по методике опробования стандартных бороздовых проб с предварительным их обогащением и пробирным анализом. Тяжелая фракция выделялась путём протоочки и промывки проб в полевых условиях. Анализировалась пробирным методом

отдельно. Отмытые легкие фракции, куда попадал кварц и вмещающие метасоматически изменённые частицы породы, также анализировались отдельно пробирным методом. Результаты опробования сведены в таблице 1. Т.е. в лёгкой фракции протолочек бороздовых проб концентрации золота и серебра оказались значительными.

Разделение лёгкой фракции по размерности показало, что до 90% Au и Ag принадлежит размерности её частиц менее 0,25 мм. В тяжелой фракции концентрации золота варьировали от 120 до 1500 г/т при средних содержаниях Au – 270 г/т и Ag – 150 г/т и размерности фракции от 1,5 до 0,1 мм. Максимальные концентрации золота устанавливаются в сульфотеллуридах висмута (до 1700 г/т).

Таким образом, по современным кондициям в условиях Якутии рудопроявление Одержимое может представлять интерес для его дальнейшего изучения, оценки, разведки и последующей отработки открытым способом.

Литература:

1. Кокин А.В. Оценка перспективности рудных объектов. - Ростов-на-Дону: Ростиздат, 2005. 375с.
2. Кокин А.В. Рудно-геохимическая зональность эндогенных рудных месторождений как следствие распространённости, периодичности и термодинамических свойств элементов //Вестник Пермского университета. Геология. 2015. Вып.3 (28). С. 43-55.
3. Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые.1987. №3. С. 119-128.
4. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). Ростов-на-Дону: ООО Ростиздат. 1999. 432 с.
5. Чернышов И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В. и др. Источники металлов крупного орогенного Нежданинского золоторудного месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопов свинца (МС – ICP-MS) и стронция. // Геология рудных месторождений. 2011. Т.53. №5. С. 395–418.

**ЗОЛОТО И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ОТЛОЖЕНИЙ РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
«МУХОР-ГОРХОН»
(КУРБИНСКИЙ ХРЕБЕТ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Коломиец В.Л.^{1,2}, Будаев Р.Ц.¹

¹*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru*

²*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ*

Месторождение мелкого золота «Мухор-Горхон» расположено в долине одноименного ручья, левого притока р. Курба, в приводораздельной части хр. Улан-Бургасы (Западное Забайкалье). Оно принадлежит Ямбуй-Абага-Толутайскому золотороссыпному узлу, включающему в себя ряд мелких месторождений. Золотодобыча в этих краях ведется более ста лет [1]. Характерной особенностью рассматриваемых россыпей являются относительно небольшие запасы полезного компонента, высокая глинистость отложений и существенная доля в них мелких и тонких фракций золота.

Исследованный район расположен в области средне- и низкогогорного рельефа, глубина эрозионного вреза достигает 300-400 метров. Вершины гор куполообразные, сглаженные, часто покрыты крупноглыбовыми курумами с редкими останцами выветривания. Слаборасчлененные склоны гор имеют выпукло-вогнутый продольный профиль. Долины U-образные и трапециевидные, в зависимости от порядка водотоков ширина их днищ колеблется от 0,1 до 1,3 км. Продольные уклоны долин изменяются от 7–8 до 10–12 м/км. Мощность аллювиальных отложений достигает при этом 2–6 м.

В геологическом строении территории принимают участие раннепалеозойские гранитоиды витимканского комплекса и венд-кембрийские известняки, доломиты, микросланцы, вулканиты кислого и среднего составов. Золотое оруденение связано с маломощными кварцевыми жилами и прожилками среди гранитоидов.

Геологическое строение россыпи нами изучено в 8 км выше устья руч. Мухор-Горхон. Днище долины на этом участке занято поймой, а в

прибортовых частях – узким коллювиально-делювиальным подгорным шлейфом. Вертикальный разрез осадков в этой части россыпи имеет следующий вид (сверху вниз):

- 1) почвенно-растительный слой мощностью 0,2 м;
- 2) песок гравелистый с редкой галькой мощностью 0,5 м;
- 3) гравийно-галечные отложения с валунами, с глинисто-песчаным заполнителем мощностью 0,6 м;
- 4) валунные галечники с песчаным заполнителем мощностью 1,1 м;
- 5) галечно-валунно-гравийные отложения с песчаным заполнителем мощностью 0,85 м;
- 6) гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем, с примесью валунов мощностью 1,25 м;
- 7) плотик, представленный гранитоидами, с зоной дезинтеграции мощностью до 10 см.

Общая мощность отложений равна 4,5 м.

В строении толщи принимают участие отложения расширенного спектра – от гравийно-галечно-песчаных осадков (средневзвешенный размер частиц, x равен 15,97–21,12 мм), гравийных галечников ($x=13,13$ –18,96) до гравелистых песков ($x=5,83$) мощностью 0,7 м, перекрывающих с поверхности более крупный субстрат. Механический состав породы характеризуется следующим соотношением основных градаций: валуны – до 5%, галька – 7,1–50,7% с преобладанием средней размерности (фракция 40–20 мм), гравий – 11,8–25,0% с доминантой мелкого (фракция 5–2,5), песок – 29,2–71,2% большей частью крупный (фракция 1,25–0,63), грубый (2,5–1,25) и средний (0,63–0,315). Алевритово-глинистая часть находится в пределах 0,9–17,3%.

Внешний облик псефитовой составляющей характеризуется сплюсненно-сфероидной (32,9%), продолговато-сфероидальной (22,4%), сферической (21,0%), плосковытянутой сфероидальной (14,5%), и дисковидной (6,6%) формами. Единичны плоско вытянутые диски (2,6%). Коэффициент окатанности очень низок – 1,01, преобладают частицы первого (43,4%) и нулевого (32,9%) класса

окатанности, меньшее количество принадлежит второму (13,2%) и третьему классам (10,5%).

Отсортированность отложений – от очень плохой до отсутствия таковой (коэффициент сортировки Траска $S_0=3,61-8,6$; стандартное отклонение $\sigma=5,83-29,42$), асимметрия положительна ($S_k<1$; $\alpha>0$) со сдвинутой модой осадка в сторону крупных частиц, эксцесс положительен ($\tau=0,4-13,64$). Коэффициент вариации не превышает показатель 2,18. Такое положение основных гранулометрических параметров указывает на относительно стабильные динамические условия среды седиментации и ее повышенный энергетизм. Аккумуляция осадков могла осуществляться постоянным слабоподвижным – подвижным извилистым потоком (φ -критерий устойчивости русел составляет менее 500 ед.) горного низкогрядового типа (число Фруда $F_r = 0,4-0,5$) в обычных условиях состояния ложа с некоторыми неправильностями в направлении струй течения и рельефе дна (коэффициент шероховатости $n=21-28$), со срывающими скоростями 0,7–1,8 м/с, скоростями отложения 0,4–1,15 м/с, поверхностными скоростями течения 1,1-3,1 м/с, уклонами водного зеркала 6,5-9,9 м/км, глубинами 0,35-1,9 м, с турбулентным режимом осаждения, переносом в виде донного волочения и качения, а также сальтацией, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина ($\beta=0,6-0,7$). В фациальном отношении описываемую толщу можно соотнести с русловой группой речной макрофации.

Современная ширина русла ручья Мухор-Горхон составляет 3-7 м, глубина воды в русле 0,05-0,1 м на перекатах и до 0,6 м в плесовых лощинах. Средний уклон днища долины 10,3 м/км. Имеет очень низкие берега, что позволяет полым и дождевым водам часто растекаться по всей ширине поймы на 20-40 м, чем вызвано ее заболачивание.

Изученные отложения по гранулометрическим характеристикам и медианной крупности можно отнести к легкопромывистым. Массовая доля илисто-глинистой фракции крупностью менее 0,1 мм в них составляет более 25%. Золото установлено во всех литологиче-

ских разновидностях отложений, при этом наблюдается закономерное увеличение его концентраций вниз по разрезу (табл.).

Массовая доля мелкого и тонкого золота (фракции менее 0,25 мм) достигает 17-18 %, что сопоставимо с данными по ситовому анализу золота, извлеченного при промывке песков. Массовая доля пылевидного и тонкодисперсного золота достигает 4–5%.

Таблица

Медианная крупность и распределение золота по классам крупности в технологических пробах месторождения «Мухор-Горхон»

| №№ проб | Медианная крупность золота, мм | Массовая доля золота, % | | | | |
|-----------|--------------------------------|-------------------------|-----------------|------------------|--------------|----------|
| | | <0,25мм | -0,25+0,1 мм | -0,1+0,071 мм | -0,071 мм | <0,01 мм |
| 1404 - 4 | 0,42 | 25,94 | 21,68 | 2,34 | 1,92 | 0,50 |
| 1404 - 5 | 0,68 | 22,88 | 18,22 | 3,45 | 1,21 | 0,50 |
| 1404 - 6 | 2,21 | 17,72 | 10,26 | 4,02 | 3,44 | 1,20 |
| 1404 - 7 | 1,71 | 4,32 | 3,21 | 0,97 | 0,14 | 0,01 |
| 1404 - 8 | 2,68 | 18,28 | 15,31 | 2,38 | 0,59 | 0,20 |
| 1404 - 9 | 2,04 | 27,20 | 25,04 | 1,44 | 0,72 | 0,10 |
| 1404 - 10 | 0,88 | 3,20 | 1,70 | 0,96 | 0,54 | 0,10 |
| 1404 - 1 | 0,60 | 37,44 | 20,25 | 3,92 | 13,27 | 2,70 |

В заключении следует отметить, что в аллювии руч. Мухор-Горхон содержится значительное количество илисто-глинистых отложений, но, тем не менее, они относятся к легкопромывистым. Использование при добыче гидроэлеваторных промприборов ведет к потере тонкозернистых фракций золота и формированию техногенных россыпей.

Литература:

1. Рошкетав П.А., Бахтин В.И., Миронов А.Г. Золото Бурятии (книга вторая). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2007. 331 с.

ЗОЛОТО-ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С.

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

Au-Bi минерализация в Южном Верхоянье развита в рудопроявлениях золото-редкометального типа (Леводыбинское (Одержимое), Курумское, Тарбаганнах (Мугун), Эсэлогдинское и др.), расположенных преимущественно в экзоконтактах гранитоидных массивов ранне-позднемелового возраста среди отложений верхоянского терригенного комплекса перми, реже триаса Центральной зоны Южно-Верхоянского синклиория (ЮВС). Предполагается генетическая [4, 5] и парагенетическая [6, 7] связь оруденения с гранитоидным магматизмом и подчеркивается независимость от его состава и возраста. Основными рудными минералами являются арсенопирит, леллингит, самородный висмут, тетрадимит, висмутин, галеновисмутин, вольфрамит, шеелит, теллуриды золота (калаверит, сальванит, петцит), самородное золото.

Г.Н. Гамяниным золото-редкометальные месторождения отнесены к **висмутовому** [5], А.В. Кокиным – к **золото-сульфотеллуридному минеральному типу**, а по совокупности основных элементов-ассоциантов золота – As, Bi, Te, Co, W, редко Sb и Ag – к **золото-теллур-висмутовому геохимическому типу** [7].

В последнее время авторами получены новые данные по распространению Au-Te-Bi оруденения в регионе, как в экзоконтактах гранитоидных массивов, так и вне видимой связи (табл.).

Мугунское рудопоявление расположено в экзоконтакте Тарбаганнахского гранитоидного массива в зоне Кидерикинского регионального разлома. Здесь известны золотоносные россыпи с весовым содержанием шеелита и знаками касситерита. Рудные тела представлены контактово-метаморфизованными субпластовыми кварцевыми жилами буларского типа, сложенными гранулированным кварцем,

биотитом, диопсидом, амфиболом и альбитом, а также постинтрузивными гидротермальными проявлениями в гранитоидах – кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и пегматитовыми жилами. Ранее вещественный состав руд изучался Г.Н. Гамяниным, с выделением двух минеральных типов: 1. арсенопиритового, связанного с рудными телами удаленными от массива и представленный – арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, золотом, леллингитом, пиритом, пирротинном, марказитом, халькопиритом и 2. висмутового, в эндо- и экзоконтакте гранитоидного массива, с молибденитом, арсенопиритом, пиритом, леллингитом, пирротинном, халькопиритом, самородным Bi и Au .

В результате минералогического исследования руд из кварцевожильных тел, расположенных в эндо- и экзоконтакте Тарбаганнахского массива уточнен и существенно дополнен вещественный состав. Впервые диагностированы *мальдонит* (Au_2Bi), *хедлейит* (Bi_2Te), бурнонит, пентландит, кобальтин, определены составы многих известных минералов, уточнена пробность самородного Au различных минеральных ассоциаций [2]. С учетом полученных данных установлены два минеральных типа: As-полиметаллический и золото-редкометалльный. Во втором типе выделяются пентландит-кобальтин-леллингитовая с самородным Au (I) средней пробы – 827 ‰, Au(II) -мальдонит-висмут-теллуридная и Au(III) -Ag-молибденитовая ассоциации. Появление весьма высокопробного Au (II) – 960-990 ‰ и самородного Bi , скорее всего, свидетельствует о разложении мальдонита в нестабильной обстановке. В ассоциации с этими минералами встречаются теллуриды Bi – хедлейит (Bi_2Te) и цумоит (BiTe). В поздней ассоциации появляются молибденит с реликтами бисмутита ($\text{Bi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)$), дискразит (Ag_3Sb), самородное Ag и низкопробное Au (III) – 660 ‰. Состав минералов Bi стехиометричен.

Задержнинское месторождение, также расположенное в структурах Центральной зоны ЮВС, характеризуется комплексным полихронным оруденением: мезотермальным золото-кварцевым арсенопиритового и полисульфидного минеральных типов и эпитеермальным золото-редкометалльным (Au-Bi(Te)) и золото-серебряным (Au-Ag(Sb)). Комплекс висмутовых минералов выявлен в рудах кварцевожильного

морфоструктурного типа, сопровождающихся дайкой спессартитов. Единственным ассоциирующим рудным минералом является катаклазированный арсенопирит.

Самородный Вi месторождения – это продукт распада икунолита $\text{Vi}_4(\text{S,Se})_3$, о чем свидетельствует каплевидная форма выделений, беспримесность состава и ассоциация со вторичными минералами. *Хедлейит* (Vi_2Te) отмечается по краям выделений сульфотеллуридов Вi, либо в виде симплектитовых выделений в оксидах и теллуритах Вi. Сульфотеллуриды Вi по химическому составу отнесены к *сульфоциумоиту* ($\text{Vi}_3\text{Te}_2\text{S}$) и *жозеиту В* (Vi_4TeS_2). В некоторых выделениях в виде примеси присутствуют Pb (до 4,76%) и редко незначительные концентрации Sb и Ag. Сульфосоли Вi, Pb и Ag образуют между собой тонкие срастания, по химическому составу относятся к *лиллианит-густавитовой серии* ($\text{PbAgBi}_3\text{S}_6$) с вариациями концентраций Ag от 5,81 до 8,46% и близки к *ширмериту*, *эскимоиту*, *оурэтийиту* и *викингиту*. Примечательной особенностью состава *висмутина* являются ощутимые концентрации Pb и Sb. Оксиды (*бисмит*) и теллуриды (*смирнит*) висмута являются основными носителями данного элемента и доминируют над всей группой Вi-содержащих минералов, сконцентрированных в них в виде реликтов. В теллуридах в виде примесей фиксируются Ag, Cu, Sb и Se, а в оксидах – F, реже Te и Se.

Самородное золото тесно ассоциирует с оксидами висмута. Размер составляет 0,01-0,5 мм. Состав: Au – 74.95%, Ag – 24.99%, Hg – 0.41%, сумма 100.35%. Пробность – 747 ‰, соответствует пробности основной массы самородного Au месторождения.

Для висмутовых минералов описываемого месторождения характерны те же особенности, отмеченные Г.Н. Гамяниным при изучении золото-редкометалльных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области. На Задержнинском месторождении также наблюдается нестехиометричность состава сульфотеллуридов и теллуридов Вi, изменчивость минералов отмечается даже в пределах одного зерна. В примесном составе висмутовых минералов отражается геохимическая специализация руд месторождения. Основными изоморфными элементами минералов висмута являются Pb, Sb, Ag, в рудах встречаются

ся Ag-содержащие свинцово-висмутовые сульфосоли. В теллуридах и оксидах Bi встречается примесь Se, кроме того присутствующая в полибазите, Te-Pb-содержащем канфильдите, а также оксидах и сульфатах Pb. Все вышеперечисленные особенности являются типоморфными признаками образования комплекса висмутовых минералов в нестабильных физико-химических условиях малых глубин формирования месторождения [3]. По комплексу признаков – штокообразные выходы монцодиоритов, ореолы биотит-кордиеритовых роговиков, магнитные аномалии, купольно-кольцевая морфоструктура на площади рудного поля предполагается нескрытый массив гранитоидного состава.

В Широкинском рудно-россыпном узле, расположенном большей частью в складчато-надвиговых структурах Сетте-Дабанского горст-антиклинория, висмутовая минерализация выявлена в рудах Восточного рудного поля среди нижнекаменноугольных отложений Присеттедабанской зоны ЮВС [1]. Рудные тела представлены секущими кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами – апофизами зон дробления продольных субпараллельных разрывных нарушений Аллах-Юньского глубинного разлома, разграничивающего карбонатный и терригенный комплексы.

Типоморфными минералами Au-Ag-Te эпитермального оруденения являются низкопробное самородное Au, самородное Ag, алларгентум, акантит, электрум, гессит, блеклые руды, галенит и сульфосоли Ag и Pb. Количество рудных минералов не превышает 1 %, доминирующими являются серебряные блеклые руды, причем развита только сурьмяная разновидность (тетраэдрит, аргентотетраэдрит, фрейбергит), гессит и сульфосоли Ag и Pb (овихиит, диафорит). Характерной особенностью Широкинского узла является отсутствие в рудах арсенопирита. Отмечается низкая золотоносность руд, соотношение $Ag/Au - 10-100$.

Висмутовые минералы найдены в ассоциации с минералами серебра. Теллуриды Bi, по составу отвечающие группе хедлейита встречены в халцедоновидном кварце в виде овальных, таблитчатых и игольчатых включений среди галенита. В тесном парагенезисе с теллуридами Bi отмечается гессит (Ag_2Te), между ними наблюдаются как взаимное прораствание, так и обраствание. Размеры выделений до

0,7 мм. По составу минерал отнесен к *пильзениту* (Bi_4Te_3) – характерному минералу продуктивных ассоциаций золотых и золото-серебряных месторождений (особенно вулканогенных). Отличительной особенностью теллурида Bi является постоянная примесь Sb и Pb. *Самородный Bi* наблюдается в галените в нанопарагенезисе с гесситом и пильзенитом. Самородный Te найден с *теллуритами Bi и Ag* – продуктах распада теллуридов, в основном гессита и пильзенита, в ассоциации с алтаитом (PbTe).

Хотя непосредственно с минералами Bi самородное Au не установлено, отметим тесную ассоциацию его с гесситом, силванитом ($(\text{AuAg})_2\text{Te}_4$), петцитом (AuAg_3Te_2) и штютцитом ($\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$). Пробность золота варьирует от 540 до 820 ‰, в виде примеси постоянно присутствует Hg (до 1,86%). Au-Bi минерализация Широкинского узла самостоятельного значения не имеет и входит в состав Au-Ag-Te оруденения.

Таблица

Au-Bi минерализация Южного Верхоянья

| Месторождение | Мугун | Задержинское | Широкинское |
|-------------------------------|---|--|---|
| Гранитоидный магматизм | экзоконтакт | невскрытый | не проявлен |
| Минералы Bi | самородный Bi, мальдонит, хедлейит, цумоит | самородный Bi, висмутин (Pb,Sb), хедлейит, сульфозумоит (Ag,Pb), жозеит В, теллуриды Ag и Bi, минералы лиллианит-густавитовой серии (Te,Sb), окислы: смирнит (Ag,Cu,Sb,Se), и бисмит (F, реже Te,Se) | самородный Bi, пильзенит (Sb,Pb), теллуриды Ag и Bi |
| Ассоциирующие рудные минералы | пирротин, арсенопирит, леллингит, молибденит, кобальтин, пентландит | арсенопирит катаклазированной | гессит (Se,Pb), алтаит, самородный Te (Ag), гринокит, галенит |
| Пробность Au | 960-990 ‰ | 740-760 ‰ | 540-820 ‰ |

Примечание. В скобках указаны элементы-примеси.

В соответствии с правилом Гесса-Ферсмана, сочетание минералов в конкретной термодинамической (геологической) обстановке определяется геохимической ассоциацией элементов. Д.В.Рундквист [8] установил для стандартного ряда минеральных типов единую главную последовательность выделения геохимических парагенезисов, которая проявляется для различных гипо-, мезо-, эпиптермальных месторождений золота: /Au-W/Au-Mo/Au-(Mo,Cu)/Au-As/Pb-Zn-Au-Ag/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Ag-Sb-As-Hg/. По примесному составу минералов Вi и геохимии минералов-ассоциантов висмутовой минерализации Южного Верхоянья наблюдается смена гипомезотермального оруденения (W-Mo-As-Co-Ni) в экзоконтактах гранитоидных интрузий, мезо-эпиптермальным (Au-Pb-Ag-Sb) Задержнинского и эпиптермальным (Ag-Au-Te-Sb) Широкинского узла.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект №0381-2016-0004.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Золото-теллуридная минерализация Аллах-Юньской металлогенической зоны / Мат. Всероссийск. конференции «Коренной источник – россыпь». Якутск. 2009. С. 154–157.
2. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Au-Ag-Te-Bi-REE-U минерализация Мугунского рудопоявления // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. №3с. Ч.1. С. 41–45.
3. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Золото-теллур-висмутовая минерализация месторождения Задержнинское (Южное Верхоянье, Восточная Якутия) // Минералогия. 2016. № 2. С. 10–19.
4. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Востока России // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 94–103.
5. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука 1970. 216 с.
6. Кокин А.В. Минеральные типы золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 10–17.
7. Кокин А.В. Золото-редкометалльное оруденение Южного Верхоянья. Проблемы поисков и перспективы освоения месторождений / Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Том 3. С. 111–115.

8. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. № 1. С. 11–24.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП Fe-ОКСИДНОГО-CU-AU (IOCG) ПРОЯВЛЕНИЯ ХУРАТ В БАЗАЛЬТАХ ХРЕБТА СЕТТЕ-ДАБАН, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

Костин А.В.

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

Рассматривается возможность открытия нового для Северо-Востока России геолого-промышленного типа месторождений, для которых принято название **Iron Oxide Copper Gold (IOCG) deposits**, связанного с проявлениями меденосных базальтов.

Во время полевых работ 2013-2015 г.г. в коренных обнажениях ручьев Хурат (СШ 63,13°; ВД 138,20°) и Тихий (СШ 63,11°; ВД 138,19°) на контакте покрова базальтовых порфириров мощностью более 70 м и карбонатных отложений (мергели, доломиты, известняки) сегеняхской свиты (D₃sg) была обнаружена ранее не известная Fe-оксидная-Cu-Au (IOCG) минерализация [1]. Ее главными признаками, позволяющими относить руды к IOCG-типу, являются: Fe-Cu-Au-(Ag) ассоциация элементов, генетическая связь с магматизмом (вулканизмом), содержание Fe в руде около или более 20%, низкое количество сульфидов. Проявлению было дано название «Хурат».

Fe-оксидный-Cu-Au минеральный тип руд представлен брекчией с гематитовым цементом и редкой вкрапленной сульфидной минерализацией в подошве покрова миндалекаменных базальтов на контакте с доломитами сегеняхской свиты (D₃sg). Обломки брекчий размером от долей см до 1,5 м сложены светло-коричневым доломитом, пропитаны тонкой вкрапленностью гематита, от чего приобретают красно-

ватый оттенок. В пиллоу-лавах кровли покрова базальтов, цементированных кремнистыми осадками, насыщенными гематитом, установлена золотоносность на уровне долей г/т, видимых сульфидов не наблюдается. Средняя видимая мощность гематитовых брекчий – 1,5 м, протяженность не менее 3 км. Содержания в гематитовых брекчиях составляют: Fe – 15,11-43,29%; Cu – 0,023-0,083%; Au – 0,1-17,5 г/т. Минеральный состав руд проявления Хурат отличается простотой: **главные** – ильменит, гематит; **второстепенные** – халькопирит, пирит; **редкие** – серебро и золото самородные, барит, монацит-Се.

Ильменит – равномерно рассеян в базальтовом матриксе и слагает призматические хорошо образованные кристаллы. В минерале развиты структуры распада твердого раствора, представленные Ti-содержащим гематитом и ульвошпинелью с одной стороны, псевдо-рутилом и рутилом – с другой. Часто на ильменит со структурами распада твердого раствора нарастает Ti-содержащий гематит (рис. 1, А, Б, В, Г, Д). В ильмените присутствуют мелкие каплевидные выделения халькопирита (рис. 1, З). Таким образом, ильменит может рассматриваться как источник Fe для сопряженных пространственно гематитовых руд.

Гематит – в базальтах образует сростания с ильменитом, а ближе к подошве покрова слагает самостоятельные рудные залежи, где ассоциирует с кальцитом и доломитом. Гематит образует чешуйчатые или тонкопластинчатые агрегаты в кальците, который пропитан тонкой вкрапленностью гематита, отчего просвечивает оттенками красного цвета (рис. 1, Е, Ж). В составе гематита отмечается примесь TiO_2 от 8,17 до 9,44%. Часто находится в сростаниях с монацитом. Иногда по гематиту развивается гетит, образуя плотные, почковидные агрегаты с концентрической структурой.

Халькопирит – является второстепенным минералом руд, но отвечает за содержание в рудах меди. В значительном количестве он присутствует в базальтах, где встречается в виде равномерной вкрапленности и небольших скоплений и в миндалинах, выполненных

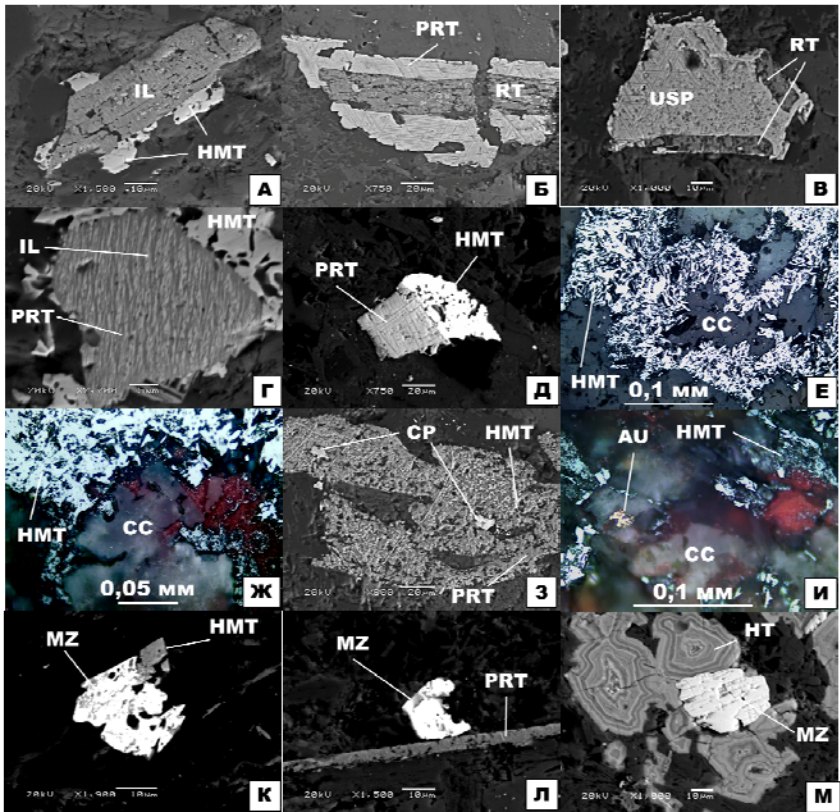


Рис. 1. Микрофотографии ильменита и гематита – главных минералов руд:

А – Ильменит (IL) с наростами Ti-гематита (HMT); Б – Рутил (RT) в оболочке псевдуртила (PRT); В – Ульвошпинель (USP) и остатки рутила (RT); Г – Структура распада: ильменит (IL) и псевдуртил (PRT) обрастают Ti-гематитом (HMT); Д – Продукт распада ильменита на псевдуртил (PRT) и Ti-гематит (HMT); Е – Ti-гематит (HMT) в кальцитце (CC); Ж – Ti-гематит (HMT) и пропитанный тонкими вкраплениями гематита кальцит (CC); З – Изометричные выделения халькопирита (CP) и игольчатые - Ti-гематита (HMT) в псевдуртиле (PRT); И – Золото (AU) в гематитизированном кальците (CC); К – Монацит (MZ) в сростание с Ti-гематитом (HMT); Л – Монацит (MZ) на псевдуртиле (PRT); М – Сростание монацита (MZ) и гетита (HT).

эпидотом и хлоритом. Прожилки с халькопиритом отсутствуют, что свидетельствует о специфическом – не гидротермальном образовании минерала. Наиболее вероятно, что происходила регенерация халькопирита из Cu-содержащих порообразующих минералов базальтов. Минералов – включений в халькопирите не установлено, отмечается изоморфная примесь серебра от 0,1 до 0,74%.

Пирит – не образует значительных скоплений из-за недостатка серы в рудообразующем процессе. Выделения минерала обычно кубической формы, размер не превышает нескольких мм, примесей не содержит.

Серебро самородное – обнаружено в гранате ($Gross_{0,69}-Alm_{0,31}$) и кальците в участках скарнирования доломитов базальтами в ассоциации с халькопиритом, эпидотом и хлоритом. Образует мелкие изометричные и удлиненных включения, по данным микронзондового анализа примесей не содержит.

Золото самородное – обнаружено в Ti-гематите и в кальците, пропитанном тонкой вкрапленностью Ti-гематита, что подтверждает генетическую связь металла с Fe-оксидными рудами. Образуют мелкие (до 2–3 мкм) изометричные включения на границах пластин гематита и кальцита (рис. 1, И). Проба составляет 878–936 ‰, но обусловлена не примесью серебра, которое полностью отсутствует, а железа (5,96–10,13%) и палладия (0,58–1,2%).

Барит – типичный минерал вулканогенно-осадочных руд. В виде равномерно рассеянной вкрапленности постоянно присутствует в Fe-оксидных рудах проявления Хурат, а его количество пропорционально увеличивается с меденосностью. В целом, поскольку широкого развития сульфидов в этом типе руд не наблюдается, барит может служить индикатором скрытых (или удаленных) барит-полиметаллических руд. Минерал ассоциирует с гематитом, кальцитом и кварцем и обычно корродирует минералы базальта. По данным микронзондового анализа Ca (1,71 – 3,01%) и Sr (3,28 – 4,7%) являются главными примесями в составе барита, иногда отмечается примесь Co (0,31 – 0,96%).

Монацит в базальтовых лавах проявления Хурат встречается повсеместно в сростаниях с Ti-гематитом и псевдорутилом (рис. 1, К–М). Это позволяет относить образование минерала к поствулканической

стадии, в которую были сформированы промышленные скопления Fe-оксидных руд за счет распада ильменита на гематит и минералы титана. Химический состав монацита достаточно сильно варьирует. По данным микронзондовых анализов все зерна монацита представлены цериевой разностью (Ce существенно преобладает над другими редкими землями). Из других примесей можно отметить присутствие существенных концентраций празеодима (Pr_2O_3 – до 5,82 мас. %), самария (Sm_2O_3 – до 5,77 мас. %), европия (Eu_2O_3 – до 2,37 мас. %) и гадолиния (Gd_2O_3 – до 2,52 мас. %). Содержание радиогенных компонентов незначительно (ThO_2 – 0–2,06 мас. %) или отсутствуют (UO_2 и PbO). Это свидетельствует об отсутствии барбантитового и хаттолитового типов замещений и, в целом, характерно для основного вулканизма [2].

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

Пространственная и генетическая связь мафических пород и ЮСГ-минерализации, впервые обнаружена в Восточной Якутии в базальтах хребта Сетте-Дабан. Существенные скопления Fe-оксидных руд обусловлены распадом ильменита на Ti-содержащий гематит и минералы титана – ульвошпинель, псевдорутил и рутил. Процесс распада мог быть инициирован более поздними тектоническими подвижками, которые вызвали брекчирование нижележащих доломитов и цементацию обломков новообразованным гематитом. Медная, золотая и редкоземельная минерализация пространственно связаны с гематитовыми рудами, поэтому в сумме они образуют Fe-оксидный-Cu-Au-REE генетический тип руд. Своеобразие этого типа в том, что медные минералы представлены только халькопиритом, а самородное золото не содержит примеси серебра.

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

Литература:

1. Костин А.В., Кривошапкин И.И. Типы Fe-оксидных-Cu-Au проявлений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 11–16.
2. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Недра. Ленинград. отд., 1974.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА И РАДИОАКТИВНЫХ МЕТАЛЛОВ КЕРАК (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ) И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ

Кравченко А.А.^{1,2}, Лоскутов Е.Е.^{1,2}, Березкин В.И.¹,
Терехов А.В.³, Зайцев А.И.¹

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

² *Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Амосова,
г. Якутск*

³ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

Рудопроявление Керак расположено в пределах центральной части Нимнырского блока, вне известных золоторудных узлов Центрально-Алданского района, на площади развития высокометаморфизованных пород нимнырской и курумканской толщ верхнеалданской серии, а также медведевской толщи федоровской серии (рис.1). Структурно-тектоническая позиция рудопроявления подобна докембрийским золоторудным месторождениям Кур и Притрассовое [2] на юго-востоке и золото-урановому месторождению Лунное на северо-востоке, схожесть с последним объясняется наличием субширотных разломов контролирующих оруденение. Рудные тела перечисленных объектов располагаются в синформных складках вблизи или непосредственно в кристаллических сланцах различных метаморфических комплексов. Непосредственно само рудопроявление связано с кристаллическими сланцами керакского комплекса и несет Au-Cu и Th-U руды с перспективой обнаружения редкометальной минерализацией [Сурнин и др., 2013; Утробин и др., 2008; Беляев, 1986]. Медная минерализация обнаружена в эндоконтактах эпидотовых и амфиболовых метасоматитов. Золото-медная минерализация в зонах хлоритизации по кристаллическим сланцам и кварцитам. Вместе с хлоритом встречаются магнетит и пирротин. Минералы меди представлены халькопиритом,

борнитом и халькозином со структурами распада твердых растворов, где присутствует золото в самородном виде.

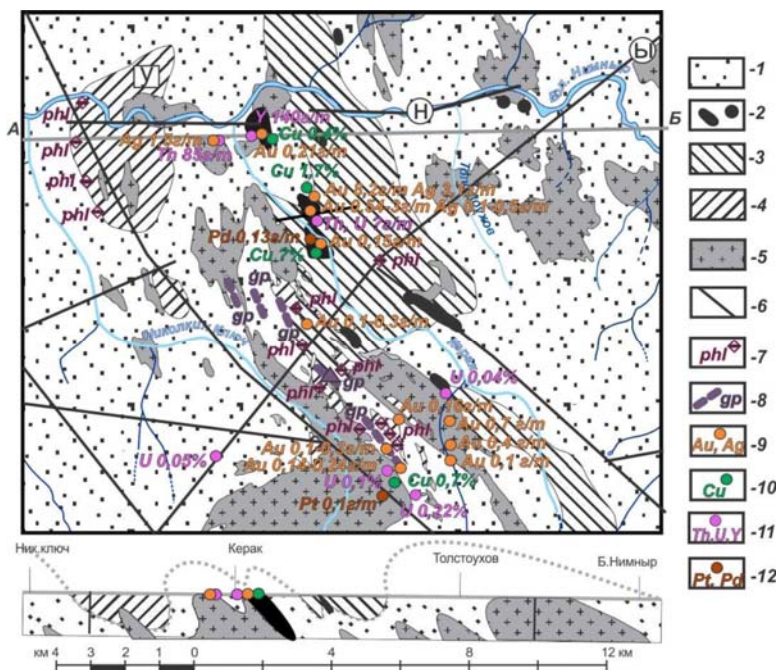


Рис. 1. Структурно-вещественная схема Керакского рудопоявления и смежных площадей по данным (Сурнин и др., 2013г; Утробин и др., 2008г; Воробьев и др., 2001г, Шевченко и др., 1991г, Беляев и др., 1986г).

1 – нимнырская толща: гиперстеновые и биотит-гиперстеновые графитосодержащие гнейсы; 2 – керакский комплекс: двупироксеновые кр. сл., амфиболиты, метаанортозиты и пр.; 3 – курумканская толща: биотитовые, гранатовые, биотит-гранат-кордиеритовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы и кварциты; 4 – федоровская толща: двупироксен±амфиболовые кр. сл., биотитовые гнейсы и кр. сл., минерализованные мраморы (У-Усть-Николкинская синформа); 5 – палеопротерозойские граниты нерасчлененные; 6 – разломы (Б-Ыльмахский, Н-Нимнырский); 7–12 – пункты минерализации: 7 – флогопитовой, 8 – графитовой, 9 – золотой и серебряной, 10 – медной, 11 – радиоактивных и редких металлов, 12 – платиноидов.

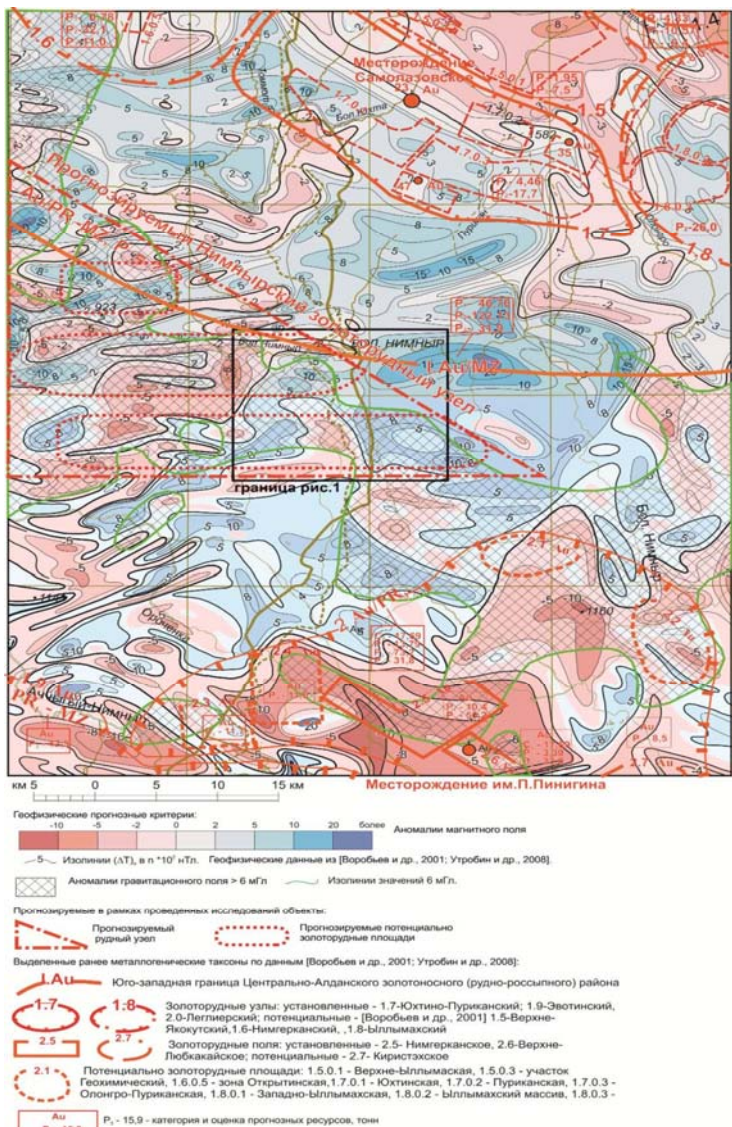


Рис. 2. Схема прогноза золотого оруденения к юго-западу от Центрально-Алданского района

Парагенезисы минералов в кристаллических сланцах соответствуют гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма. Гранулитовые парагенезисы связаны с прогрессивным региональным метаморфизмом пород и складчатостью, амфиболитовые с диафторезом и метасоматозом на контактах с гранитоидами, зеленосланцевые с разломной тектоникой мезозойского возраста, что подтверждается изотопными данными. Изучение изотопии Sr в ИГАБМ СО РАН (Зайцев А.И.) показало трехкомпонентный источник стронция в кристаллических сланцах, что свидетельствует о добавлении стронция из разных источников в породы при их последующей модификации.

По результатам Rb-Sr исследований кристаллосланцев и гранитоидов рудопоявления получены близкие датировки (1801 ± 38 млн.л. – для кристаллосланцев и 1906 ± 31 млн.л. – для гранитоидов), что соответствует возрасту диафтореза амфиболитовой фации (1900-1800 млн.л. [3]).

В измененных анортозитах керакского комплекса (Терехов А.В. и др., ВСЕГЕИ) методом SHRIMP получены конкордантные значения возраста 106.5 ± 2.1 млн.л., что свидетельствует о проявлении мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации на рудопоявлении. Следовательно, вмещающие породы рудопоявления Керак на протяжении всего геологического развития испытывали неоднократное подновление, аналогично месторождениям Эльконского рудного узла [1], что повлияло на стадийность минералообразования.

Пространственно рудопоявление Керак, а также месторождения Кур и Притрассовое (им. Пинигина) расположенные в синформах с большим количеством кристаллических сланцев прослеживаются в виде положительных аномалий гравитационного поля. Авторами работы, подготовлена прогнозная схема на рассматриваемую территорию. Анализ схемы показывает наличие к югу и юго-западу от Центрально-Алданского района положительной линейной аномалии гравитационного поля, которая интерпретируется как синформная структура, осложняющая южное крыло Нижне-Тимптонского купола. Субширотные разломы рудопоявления Керак, как и разломы

месторождения Лунное, отражаются положительными аномалиями магнитного поля. На карте распределения магнитных аномалий общий рисунок представлен вытянутыми линейными аномалиями в основном субширотной ориентировки отражающих наличие разломов или не вскрытых интрузий (рис. 2).

На основании вышесказанного авторы статьи делают заключение, что потенциал расширения Центрально-Алданского золотоуранового района на юго-запад оценивается положительно. Обнаружение новых Au-Cu и Th-U объектов наиболее вероятно на площадях совмещения палеопротерозойских синформных структур и мезозойских субширотных разломов, выраженных соответственно в положительных гравитационных аномалиях и высоком градиенте магнитного поля. Необходимо проведение дальнейших работ по изучению вещественного состава руд, дополнение прогнозно-поисковых критериев и доизучение площади.

Исследования выполнены по проекту Программы Комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие производственных сил и социальной сферы на 2016–2020 гг.

Литература:

1. Жижин В.И., Лоскутов Е.Е. Эльконская шовная зона, сектор крупного магматектогена или горст // Наука и образование. Научный журнал / Главный редактор И.И. Колодезников. Якутск: ООО «Издательство Сфера». 2013. №1 (69) 2013. С. 54–61.
2. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина). ИГАБМ СО РАН. Якутск. 2010. 148 с.
3. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит. // Тектоника, геодинамика и металлогения территории РС (Я). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 81–104.

О ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТОНОСНЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРО- ВОСТОКА РОССИИ

Литвиненко И.С.

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

Средствами пакета прикладных программ «Лидер» (Аналитический центр СВКНИИ, ведущий инженер С.Г.Морозова) проведена обработка результатов спектрального и атомно-абсорбционного анализов 737 проб тяжелой фракции из россыпных месторождений Кулино-Тенькинского, Таскано-Среднеканского, Нерега-Буюндинского и Больше-Аньюйского золотоносных районов, связанных соответственно с золото-кварц-сульфидным, золото-кварцевым, золото-редкометальным и золотоносным молибден-медно-порфировым типами коренных источников.

В отобранных из россыпных месторождений шлиховых пробах в Аналитическом центре СВКНИИ ДВО РАН были выполнены экспрессный количественный спектральный анализ (ЭКСА) тяжелой электромагнитной фракции на широкий круг элементов и атомно-абсорбционный на Au. В обработку включены Au (по данным атомно-абсорбционного анализа), Ag, Fe, As, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mn, W, Bi, Mo, Sn, Sb.

Расчет «геохимических паспортов» тяжелой фракции россыпей показал ее определенную геохимическую специализацию для рассматриваемых золотоносных районов. Для тяжелой фракции россыпей Кулино-Тенькинского золотоносного района положительную индикаторную роль играют As и Au, а также – Mo, Ag, Ni, Co, Zn, Cu, Fe, Mn, Pb; Нерега-Буюндиского – W и Bi, а также – Sn, Pb, Mn; Больше-Аньюйского – Sb, а также – Mo и Au; Таскано-Среднеканского – Ni, Fe, Zn, Sn, а также – Co (рис. 1).

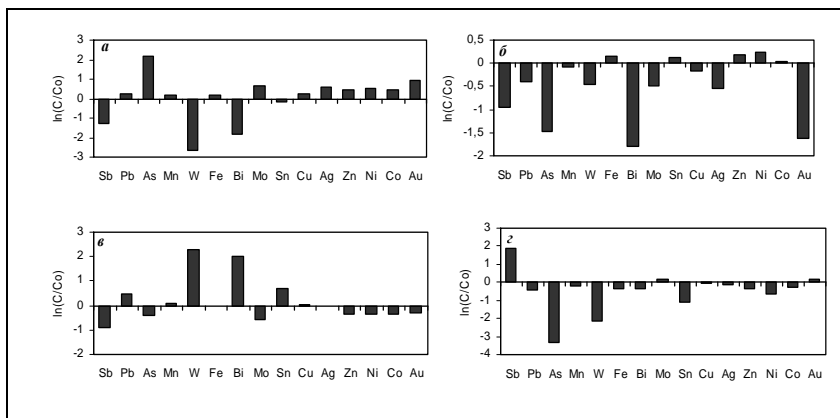


Рис. 1. «Геохимические паспорта» тяжелой фракции россыпей Кулино-Тенькинского (а), Таскано-Средне-канского (б), Нерега-Буюндинского (в) и Больше-Анюйского (г) золотоносных районов.

С – среднее содержание элементов в тяжелой фракции россыпей золотоносного района; С₀ – среднее содержание элементов в тяжелой фракции россыпей остальных золотоносных районов.

По результатам корреляционного и факторного анализов всего массива данных определились две антогонистические ассоциации элементов: 1 – Sn, W, Bi и 2 – Fe, As, Co, Ni, Pb, Zn, Mo, Cu, Ag (с которой связан Mn). Золото и сурьма отстоят отдельно. При этом сурьма с очень низким коэффициентом корреляции тяготеет к первой (редкометальной) ассоциации, а золото – ко второй. Корреляционный и факторный анализы геохимических составов тяжелой фракции россыпей по золотоносным районам показали, что в россыпях Кулино-Тенькинского района золото входит в одну группу с Ag и As, положительно связанную с группой Fe, Sn, W. Им диаметрально противопоставит полиметаллическая ассоциация элементов.

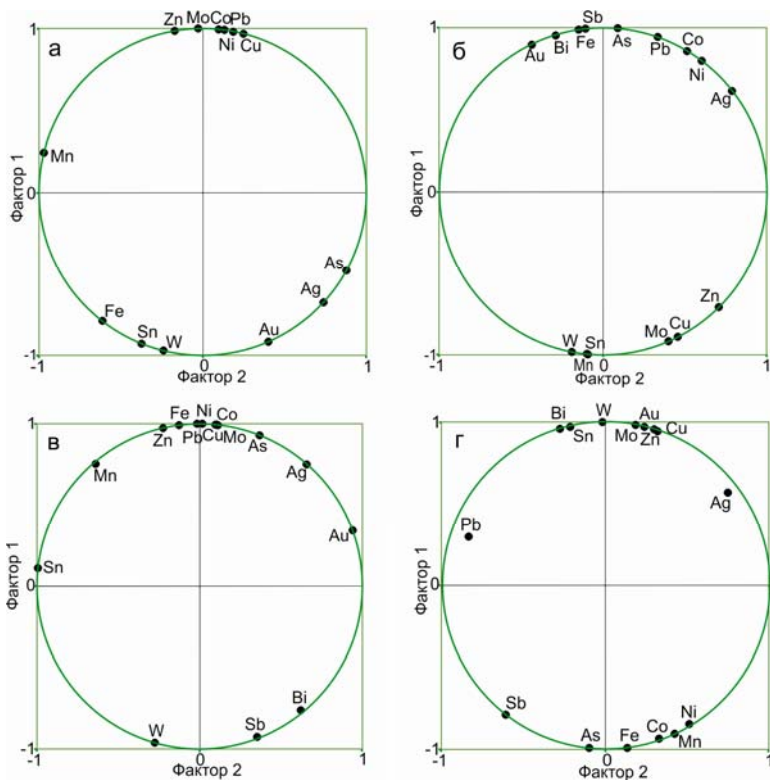


Рис. 2. Структура комплекса компонентов геохимического состава тяжелой фракции россыпей Кулино-Тенькинского (*а*), Таскано-Среднеканского (*б*), Нерега-Буюндинского (*в*) и Больше-Аньюского (*г*) золотоносных районов в координатах главных факторов

В тяжелой фракции россыпей Таскано-Среднеканского района золото входит в группу Bi, Fe, Sb, As, Pb, Co, Ni, Ag, которой противостоят оловянно-вольфрамовая с марганцем и молибден-медная с цинком группы элементов. В россыпях Нерега-Буюндинского района золото ассоциирует с группой Zn, Fe, Pb, Ni, Co, Mo, Cu, As, Ag, антагонистически противостоящей группе Bi, Sb, W. В тяжелой фракции россыпей Больше-Аньюского района золото тесно связано с Cu, Mo, Zn, а вся эта ассоциация устойчиво положительно коррелируется с Ag

и группой Bi, Sn, W. Им антогонистична группа As, Fe, Co, Ni, Mn, к которой тяготеет Sb (рис. 2).

Комбинированными методами кластер-анализа по комплексу элементов с учетом их индикаторной роли проведена типизация тяжелой фракции россыпей и выделены ее 8 геохимических типов. Характеристика их дана в табл. 1, а распределение по рудным районам в табл. 2.

Таблица 1

Среднее содержание элементов в геохимических типах тяжелой фракции россыпей

| Элемент | Геохимические типы тяжелой фракции (количество проб) | | | | | | | |
|---------|--|--------|------------|------------|--------|--------|------------|------------|
| | 1 (216) | 2 (43) | 3 (117) | 4 (109) | 5 (59) | 6 (21) | 7 (103) | 8 (69) |
| Fe | 20,6 | 17,2 | 23,8 | 15,5 | 16,0 | 18,7 | 23,8 | 24,0 |
| As | 3153, 4 | 35,6 | 6174,6 | 13,4 | 5,4 | 7963,7 | 1309,5 | 6045, 3 |
| Ni | 78,8 | 69,9 | 123,9 | 51,3 | 70,9 | 87,7 | 98,2 | 90,1 |
| Co | 108,8 | 130,3 | 173,2 | 74,7 | 97,3 | 152,0 | 124,0 | 128,7 |
| Mn | 0,6 | 0,7 | 0,6 | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 0,6 | 0,6 |
| Cu | 142,4 | 109,2 | 149,7 | 101,6 | 187,6 | 230,4 | 130,1 | 156,3 |
| Pb | 139,2 | 58,4 | 108,4 | 50,8 | 75,5 | 384,9 | 126,6 | 196,3 |
| Zn | 574,9 | 328,1 | 608,7 | 382,9 | 718,2 | 721,4 | 588,6 | 690,0 |
| Bi | 12,5 | 1,6 | 5,1 | 4,4 | 5,9 | 41,7 | 5,1 | 12,3 |
| Mo | 16,0 | 12,3 | 21,0 | 8,6 | 40,7 | 84,4 | 17,0 | 17,8 |
| W | 218,9 | 0,2 | 0,7 | 9,3 | 20,2 | 5,5 | 0,2 | 0,2 |
| Sn | 84,0 | 0,3 | 0,3 | 27,8 | 19,7 | 19,3 | 29,3 | 51,7 |
| Sb | 3,5 | 7,6 | 3,9 | 3,0 | 6,3 | 89,4 | 7,3 | 1,7 |
| Ag | 2,6 | 2,4 | 2,7 | 1,1 | 2,9 | 6,4 | 1,9 | 3,3 |
| Au | 23,0 | 1,3 | 24,4 | 0,7 | 74,5 | 72,7 | 0,9 | 33,0 |

Примечание. Содержание железа в мас. %, остальных элементов – в г/т.

По геохимической специализации выделенные геохимические типы тяжелой фракции россыпей характеризуются:

- 1-й тип – оловянно-вольфрамовый с висмутом;
- 2-й тип – кобальт-марганцевый (с невысоким содержанием всех эл-ов);
- 3-й тип – железо-мышьяковый с кобальтом и никелем;
- 4-й тип – характеризуется пониженным содержанием всех элементов;
- 5-й тип – медно-молибденовый с цинком;

6-й тип – молибденово-висмут-сурьмяный с мышьяком, свинцом, серебром, медью, цинком и кобальтом;

7-й тип – кобальт-никель-железистый с оловом, цинком и марганцем;

8-й тип – свинцово-оловянно-мышьяковый с цинком, железом, висмутом, марганцем, серебром и никелем

Таблица 2

Распределение геохимических типов тяжелой фракции россыпей по золотоносным районам

| Золотоносный | | Геохимические типы тяжелой фракции | | | | | | | | n _м |
|-----------------------|------------------|------------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|----------------|
| Район | Узел | 3 | 7 | 8 | 1 | 4 | 2 | 5 | 6 | |
| Кулино-Тенькинский | Омчакский | <u>31</u> 1,7 | <u>4</u> -0,3 | <u>2</u> -0,5 | - | - | - | - | - | 37 |
| | Улахан-Аурумский | <u>10</u> 0,5 | <u>12</u> 0,8 | <u>13</u> 1,2 | <u>5</u> -1,5 | - | - | - | - | 40 |
| Таскано-Среднеканский | Ат-Юряхский | <u>33</u> 1,5 | <u>7</u> 0,1 | <u>1</u> -1,4 | - | - | <u>4</u> 0,4 | - | - | 45 |
| | Оротуканский | <u>2</u> -1,5 | <u>8</u> 0,0 | <u>1</u> -1,7 | <u>10</u> -0,5 | <u>29</u> 1,3 | <u>2</u> -0,5 | <u>4</u> -0,1 | - | 56 |
| Нерега-Буяндинский | Мякитский | <u>1</u> -3,3 | <u>42</u> 0,6 | <u>14</u> -0,1 | <u>108</u> 0,8 | <u>4</u> -1,8 | <u>2</u> -1,6 | - | - | 171 |
| | Чумышский | <u>24</u> -0,1 | <u>19</u> -0,2 | <u>25</u> 0,5 | <u>78</u> 0,5 | <u>13</u> -0,6 | <u>2</u> -1,6 | <u>2</u> -1,9 | <u>2</u> -0,9 | 165 |
| Больше-Ануйский | Баимский | <u>3</u> -1,4 | <u>2</u> -1,7 | - | <u>1</u> -3,1 | <u>49</u> 1,4 | <u>20</u> 1,5 | <u>4</u> -0,5 | - | 79 |
| | Тополевский | <u>13</u> -0,6 | <u>9</u> -0,8 | <u>13</u> 0,0 | <u>14</u> -1,1 | <u>14</u> -0,4 | <u>13</u> 0,4 | <u>49</u> 1,4 | <u>19</u> 1,5 | 144 |
| n _г | | 216 | 117 | 103 | 69 | 43 | 216 | 109 | 59 | 737 |

Примечание. В числителе указано количество проб; в знаменателе – показатель средневзвешенной доли проб данного геохимического типа по геохимическим типам и золотоносным узлам, рассчитанный по формуле $k = \ln[n_{m,r} \cdot N / n_m \cdot n_r]$, где N – общее количество проб, n_{м,г} – количество проб данного геохимического типа в золотоносном узле, n_г – количество проб в целом по геохимическим типам, n_м – то же по золотоносным узлам. Положительные значения k ограничены двойной рамкой. Прочерк – данный геохимический тип тяжелой фракции россыпей не установлен.

Исходя из анализа соотношения содержания элементов в выделенных геохимических типах тяжелой фракции, их корреляционных связей можно констатировать, что третий и седьмой типы характерны для россыпей с золото-кварц-сульфидным, первый и восьмой – с золото-редкометальным, второй и четвертый – с золото- и золото-сульфидно-кварцевым, пятый и шестой – с молибден-медно-порфировым типами коренных источников.

В Кулино-Тенькинском золотоносном районе в россыпях Омчакского узла преобладает третий, а Улахан-Аурумского – восьмой и седьмой геохимические типы тяжелой фракции, отражающие присутствие в его пределах, наряду с золото-кварц-сульфидной, оловянной, полиметаллической и серебряной минерализации. В тяжелой фракции россыпей Оротуканского узла Таскано-Среднеканского золотоносного района ведущим является четвертый тип, в россыпных месторождениях бассейна р. Ат-Юрях – третий. Связь россыпных месторождений Нерега-Буюндиского золотоносного района с редкометальным оруденением отражается в развитии в них тяжелой фракции преимущественно первого и восьмого типов. В россыпях Топольевского узла Больше-Анжуйского золотоносного района преобладают пятый и шестой геохимические типы тяжелой фракции, а Баимского узла – четвертый и второй, характеризующийся положительной связью золота с Zn, Pb, Cu, Mo и Ag.

Таким образом, количественный статистический анализ состава и содержания элементов в тяжелой фракции россыпных месторождений позволяет достаточно определенно выявить показатели формационного и минерального типа их коренных источников. Из проведенного анализа геохимической специализации исследованных россыпей следует, что золото-кварцевое и золото-кварц-сульфидное оруденение зачастую совмещены. В формировании россыпных месторождений Мякитского и Чумышского золотоносных узлов основную роль играли арсенид-сульфоарсенидный и акантит-полиметаллический минеральные типы золото-редкометального оруденения. Россыпи Топольевского и Баимского узлов образовались главным образом за счет золото-полисульфидного оруденения молибден-медно-порфировой

формации. Близость геохимической специализации россыпей Омчакского и Ат-Юряхского золотоносных узлов указывает на возможность наличия в Ат-Юряхском узле большеобъемных золото-кварц-сульфидных месторождений Наталкинского типа.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛОГОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Литвиненко И.С.

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

Месторождение Пологое входит в состав Чумышского (Верхне-Буюндинского) рудно-россыпного узла, расположенного на юго-востоке Яно-Колымской складчатой системы в средней части Армано-Вилигинской синклиналиной зоны. Развитые в пределах Чумышского рудно-россыпного узла позднетриасовые и раннеюрские осадочные породы смяты в брахисинклиналиную складку, в ядре которой располагаются гранитоиды позднеюрского (152.5-156.2 млн. лет, U-Pb датирование по аксессуарному циркону, В.К.Романин и др., 2009 г.) Чумышского массива, образующие изометричную очаговую структуру. К ней приурочены все известные рудные проявления и месторождения Чумышского узла, в которых проявлены золото-полисульфидная (золото-кварц-сульфидная), золото-редкометальная и золото-серебряная минерализации.

Месторождение Пологое располагается в юго-западной части Чумышского массива и локализовано в его экзо- и эндоконтактовой зоне. Золотое оруденение приурочено главным образом к зонам дробления, минерализованным кварцем и сульфидами, реже – к участкам площадного окварцевания и зонам кварц-сульфидного прожилкования. Степень сульфидизации крайне невыдержанна: от убогой вкрапленности до сплошных сульфидных руд, в которых преобладает арсе-

нопирит. Мощность рудных зон составляет от 0,5 до 10 м при их протяженности от первых десятков до 300 и более метров.

Растворение издробленного материала 11 штучных проб (пробы предоставлены ООО «Станнолит») в плавиковой кислоте с отбором золотин из остатков продуктов растворения под бинокляром позволило получить достаточно представительную характеристику морфометрических свойств самородного золота в рудах данного месторождения (описано 34844 золотины). Дальнейшими исследованиями на микрозондовом анализаторе “Сameбах” (СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Е.М.Горячева) в монтированных аншлифах 256 зерен самородного золота и 93 зерен сульфидов охарактеризованы ассоциации рудных минералов и состав самородного золота наиболее богатых потенциальных рудных тел – рудных зон 1, 2, 5.

В **рудной зоне 1** в пробе 02-VI-204-3 среди рудных минералов отмечены пирит и акантит при очень незначительной доле зерен арсенопирита. Золото представлено весьма мелкими (менее 0,25 мм) комковидными, таблитчатыми и пластинчатыми выделениями бледно-желтого и желтого цвета с шагреновой и мелкоямчатой поверхностью. Очень четко выделяются две генерации золота: весьма низкопробная (400–600 ‰) и высокосеребристая (200–400 ‰), присутствующие примерно в равных пропорциях (рис. 1). Зерна обеих генераций встречаются как в виде отдельных выделений с достаточно равномерным составом, так и образуют сростки с перепадом пробности в разных частях таких золотин до 250 ‰. В целом пробность золота в исследованной пробе колеблется от 230 до 553 ‰, средняя – 408 ‰.

В **рудной зоне 2** в пробе 02-VII-205-1 рудные минералы представлены главным образом арсенопиритом и пиритом, в подчиненном количестве присутствуют акантит и халькопирит (отдельные зерна). В качестве микровключений в самородном золоте отмечаются пирит, акантит и сфалерит. Золото представлено преимущественно таблитчатыми выделениями желтого и серо-желтого цвета с мелкоямчатой и шагреновой поверхностью. Наряду с преобладающими зернами весьма мелкой размерности, присутствуют золотины и крупнее 0,25 мм.

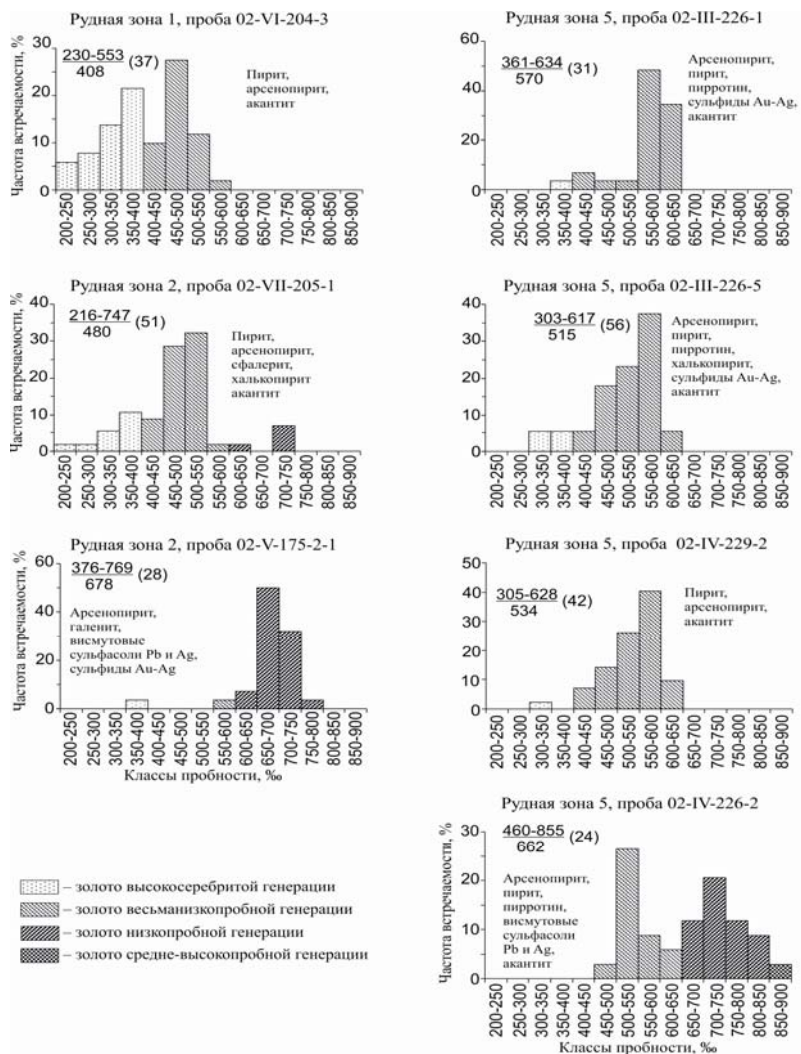


Рис. Гистограммы пробности выделений самородного золота в рудных телах месторождения Пологое

В надписях на гистограммах указаны минеральный парагенезис и значения пробности золота: над чертой – интервал колебания пробности золотин, под

чертой – среднее значение пробности по всем золотинам (‰), в скобках – количество исследованных золотинок (шт.). Пробность золотинок рассчитана как среднее из 3–6 микронзондовых анализов.

По пробе выделяются три генерации золота: низкопробная (700–750 ‰), весьма низкопробная (400–600 ‰) и высокосеребристая (200–400 ‰). Резко преобладает золото весьма низкопробной генерации (рис. 1). Состав золотинок обычно достаточно выдержан. Среди золотинок с пробностью менее 500 ‰ отмечаются выделения с неравномерным содержанием Au и Ag. Перепад пробности в их различных частях может достигать 200 ‰. В целом пробность золота данному участку рудной зоны 2 колеблется от 216 до 747 ‰ и составляет в среднем 480 ‰.

На другом участке рудной зоны 2 (проба 02-VI-175-2-1) среди рудных минералов преобладает арсенопирит, в подчиненном количестве присутствуют висмутовые сульфосоли Pb и Ag. В качестве микровключений в самородном золоте отмечаются галенит и переменного состава сульфиды Au-Ag. Самородное золото представлено в основном весьма мелкими комковидными и таблитчатыми выделениями желтого цвета с шагреновой (в классах крупнее 0,1 мм с ямчатой и мелкоямчатой) поверхностью. Резко преобладает золото низкопробной генерации (650–750 ‰). Золотины высокосеребристой генерации присутствуют в очень незначительном количестве (см. рис. 1). Состав золотинок достаточно однородный. В целом пробность золота здесь в руде колеблется от 376 до 769 ‰, средняя – 678 ‰.

В рудной зоне 5 (Киселева) в пробах 02-III-226-1, 02-III-226-5, 02-IV-229-3 рудная минерализация представлена главным образом пиритом, арсенопиритом и акантитом при подчиненной роли пирротина. В качестве микровключений в самородном золоте присутствуют пирит, халькопирит, арсенопирит, сульфиды Au-Ag, по периферии золотинок – оксиды(?) Au-Ag. Самородное золото представлено преимущественно весьма мелкими таблитчатыми и пластинчатыми зернами желтого и серо-желтого цвета с шагреновой реже мелкоямчатой поверхностью. Преобладают золотины весьма низкой пробности (450–650 ‰) с очень небольшим количеством низкопробных и высокосеребристых разностей

(см. рис. 1). Состав золотин достаточно однородный, лишь отдельные зерна представляют собой сростки высокосеребристых и весьманизкопробных фаз с перепадом пробности более 200 ‰. В целом пробность золота колеблется от 303 до 634 ‰, средняя – от 515 до 579 ‰.

На участке отбора пробы 02-IV-226-2 рудная минерализация представлена арсенопиритом, пиритом, пирротинном и акантитом. В качестве микровключений установлены висмутовые сульфасоли свинца и серебра. Выделения самородного золота весьма мелкой размерности имеют преимущественно комковидный реже пластинчатый и таблитчатый облик. Преобладают золотины желтого цвета с шагреновой поверхностью. По пробности отчетливо выделяется две генерации золота: весьманизкопробная (450–650 ‰) и средне-низкопробная (650–900 ‰) (см. рис. 1). Золотины весьма низкопробной генерации имеют относительно однородный состав, лишь в отдельных зернах отмечаются колебания пробности до 100 ‰. Средне-низкопробные выделения так же обычно достаточно однородны, но иногда в них отмечаются включения весьма низкопробной фазы. В целом пробность золота на данном участке рудной зоны 5 колеблется от 460 до 855 ‰, средняя – 662 ‰.

Таким образом, на месторождении Пологое может быть выделено три минеральных типа золото-серебряного оруденения: акантитовый, акантит-ютенбогардитовый и ютенбогардит-сульфасольный, характеризующиеся различными типоморфными свойствами самородного золота. В акантитовом типе распространены весьма мелкие (менее 0,25 мм) комковидные, таблитчатые и пластинчатые выделения электрума пониженной пробности (300–400 ‰) и кюстелита (200–300 ‰). Для второго типа – акантит-ютенбогардитового – типичны весьма мелкие таблитчатые и пластинчатые зерна обычного электрума (400–600 ‰) и весьма низкопробного самородного золота (600–650 ‰). Максимальным развитием имеют зерна с пробностью 450–600 ‰. Третий тип – ютенбогардит-сульфасольный, в котором помимо переменного состава сульфидов золота и серебра, присутствуют висмутовые сульфасоли серебра, характеризуется весьма мелкими, реже мелкими (0,25–1,0 мм) выделениями низкопробного самородного золота (600–800 ‰, преобладают золотины с пробой 650-750 ‰) при небольшом участии средне-

пробных (800–900 %) зерен. Данный минеральный тип может рассматриваться как переходный между собственно золото-серебряным и золото-редкометальным оруденением. Его наличие подтверждает представление [1] о становлении золото-серебряного, золото-редкометального и золото-полисульфидного оруденения Чумышского золотоносного узла в ходе развития единой рудно-магматической системы.

Литература:

1. Литвиненко И.С. Золотое оруденение Чумышского рудно-россыпного узла (Северо-Восток России) // Материалы XXI Международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика В.И. Смирнова «Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении», Москва, МГУ, 26–28 января 2010 г. М.: МГУ. 2010. С. 44–45.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ К ВОСТОКУ ОТ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО ЗОЛОТОПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА

**Лоскутов Е.Е.^{1,2}, Журавлев А.И.¹, Кравченко А.А.^{1,2}, Кардаш
Е.А.³, Тимофеев В.Ф.¹, Мельников А.И.⁴, Иванов А.И.¹,
Прокопьев И.Р.⁵, Березкин В.И.¹**

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

²*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Амосова,
г. Якутск*

³*ГУГГП «Якутскгеология», г. Якутск*

⁴*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

⁵*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

Согласно полевым наблюдениям, проведенным на мезозойских золоторудных месторождениях Центрально-Алданского рудного района (ЦАР), прослеживается большая роль тектонических процессов сбросовой кинематики. Контроль оруденения в коренных породах золоторудных месторождений Куранахского и Колтыконского рудных полей ЦАР зачастую осуществляется системами пологих тектонических на-

рушений, а также связанными с формированием нарушений структурами. Выделяется два перспективных уровня проявления нарушений. Первый – нижний, первоначально установленный А.И. Фассталовичем и Н.В. Петровской (1940г), расположен вблизи поверхности архейского кристаллического фундамента и фиксируется концентрацией пластовых интрузий мезозойских пород. Зона контакта платформенного чехла и фундамента бывает сильно нарушена послойными тектоническими срывами и дроблением (Астафьев и др., 1988г). Второй уровень, выделенный А.И. Казариновым (1967г), приурочен к границе раздела кембрийских и юрских отложений. По своей природе, горизонтальные тектонически ослабленные зоны могут быть отнесены к деформациям типа послойных приоткрываний и скольжений (Астафьев и др., 1987г) и сопровождаются прогибами фундамента. Учитывая, что прогибы фундамента в геофизических полях, как правило, отражаются отрицательными аномалиями гравитационного поля, к северо-востоку от Центрально-Алданского района, можно выделить перспективную отрицательную гравитационную аномалию в районе острова Кукчу на р. Алдан. Аномалия расположена вблизи крупного Тыркандинского разлома выделяемого по протяженному, сложно построенному и весьма неоднородному магнитному полю шириной от 4-5 до 20-25 км и протяженностью более 500 км [4]. Преобладающими в районе являются сдвиговые дислокации [3]. Возраст зоны разломов по калишпатовым метасоматитам U-Pb методом оценен в 1953 ± 5 млн. л. [5], возраст мезозойской активизации не определен.

В самом центре аномалии по р. Алдан и в устье Тимптона расположены россыпи золота. На правом берегу р. Тимптон вблизи устья р. М. Кюрикан выявлена внутриразломная кварцевожильная зона с протяженностью 10 км и мощностью превышающей первые сотни метров. Установлена принципиальная золотоносность кварцевых жил на уровне 0,1–1,1 г/т (Усть-Тимптонское рудопроявление) (Чернов С.А., 2000г).

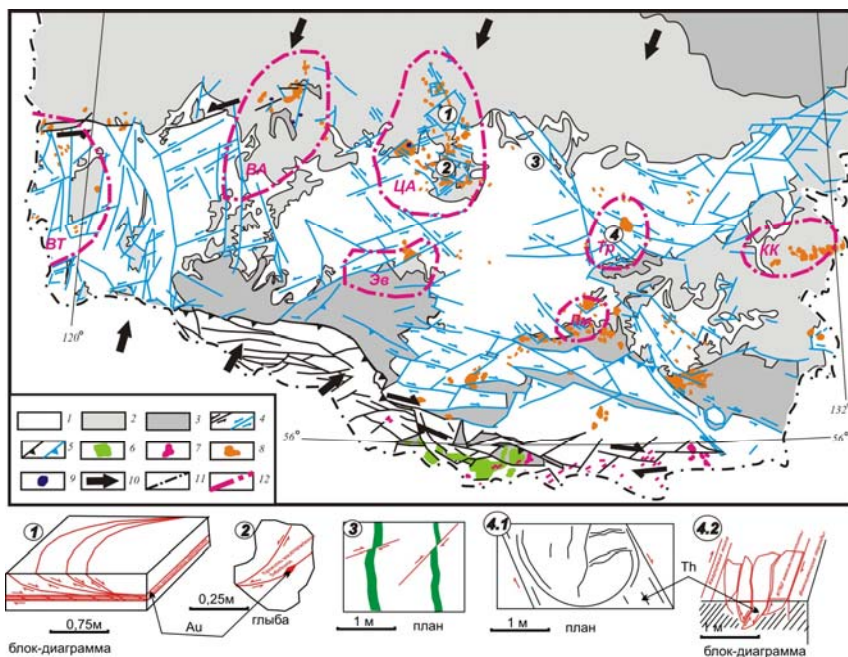


Рис. 1. Структурно-вещественная схема Алданского щита

1 – породы фундамента AR-PR; 2–3 – орогенные впадины MZ; 2 – породы чехла PR-PZ; 3 – породы чехла MZ; 4 – предполагаемые сдвиги MZ; 5 – надвиги MZ; 6 – дацитовые и андезитовые порфиры, фельзиты и их туфы MZ; 7 – гранитоиды MZ; 8 – сиениты MZ; 9 – дуниты-пироксениты MZ; 10 – направление горизонтального сжатия MZ; 11 – граница Республики Саха; 12 – границы MZ рудных районов. С использованием опубликованных материалов (Дзевановский Ю.К. и др., 1972г.) и результатам собственных наблюдений.

Снизу: 1 и 2 – строение рудных тел месторождений Боковое, Центральное (1) и Лебедино (2), сбросовые листрические трещины с редкими дуплексами растяжения и плоскости детачмента. Центральное: гематитовое оруденение с золотом локализовано в плоскости детачмента. Лебедино: вкрапленность золотосодержащего пирита в кварц-кальцитовых прожилках выполняющих листрические трещины (1-листрические трещины в известняках месторождения Куранах. Замеры на месторождении Боковое: аз. $40^{\circ} < 55^{\circ}$, аз. $45^{\circ} < 47^{\circ}$, аз. $75^{\circ} < 15^{\circ}$, аз. $95^{\circ} < 18^{\circ}$, тонкоплитчатые известняки аз. $120^{\circ} < 10^{\circ}$. Замеры на месторождении Центральное: аз. $245^{\circ} < 60^{\circ}$, аз. $220^{\circ} < 45^{\circ}$, аз. $210^{\circ} < 35^{\circ}$, тонкоп-

литчатые известняки аз. $125^0-155^0 < 10^0-15^0$). (2-замеров нет); 3 – смещение даек протерозойских долеритов правосдвиговыми трещинами (MZ) с катаклазитами на левобережье р.Тимптон (3- сланцеватость вмещающих пород аз. пад. $65-75^0$, угол $70-80^0$. параллельные секущие дайки основных пород мощностью 12-16 см аз. пр. 340^0 , угол изменяется от 80^0 до 90^0 смещенные по системе правых сдвигов через 1-2 м с видимой амплитудой от 0.1 до 0.5 м.); 4 –хрупкая трещиноватость сопровождающая формирование будин и листрических блоков в ториеносных катаклазитах и метасоматитах при правосдвиговых движениях (4.1-Элементы залегания будин: вмещающие гнейсы отдельность аз.пд. $79^0 < 70^0$; катаклазиты отдельность аз.пд. $84^0 < 70^0$; секущие трещины аз.пд. $179^0 < 60^0$, $314^0 < 85^0$; оси «будин» аз. пр. 169^0 ; скорлуповидная отдельность в «будинах» аз.пд. $19^0 < 80$, $54^0 < 75^0$, $69^0 < 45^0$, $74^0 < 70^0$, $84^0 < 45^0$, $119^0 < 75^0$, $209^0 < 85^0$, $229^0 < 50^0$, трещины отрыва в «будинах» аз.пд. $149^0 < 70^0$, $124^0 < 80^0$) (4.2-граница метасоматитов с вмещающими гнейсами по трещине с аз. пр. 69^0 . прожилки катаклазитов, кварцевые жилы и прожилки аз. пд. $339^0 < 85^0$, $334^0 < 70^0$, $154^0 < 70^0$, $149^0-159^0 < 75^0$).

По результатам отбора и анализа шлиховых и штучных проб в пределах влияния Тыркандинской системы разломов северо-западной ориентировки отмечены высокие содержания тория и золота (рис. 2) [1] и др. В целом для восточной части Алдано-Станового щита, характерны рудопроявления тория, что свидетельствует о перспективах радиоактивной и редкометальной минерализации [2].

По нашим расчетным данным установлено, что дальность сноса золота от источника не превышает первые десятки километров (Сурнин А.А., 2013г).

Таким образом, рассмотренные выше аспекты указывают на перспективность данной территории в отношении золото-редкометальных месторождений. Наличие коренных рудопроявлений редкоземельных элементов на периферии и золоторудных россыпей в центре аномалии Кукчу, а также геолого-геофизические предпосылки, дают возможность делать заключение о высокой вероятности обнаружения здесь коренных источников золото-редкометального оруденения. Дальнейшее изучение россыпей в среднем течении р. Алдан и р. Тимптон, перспективно для поиска коренных источников золота.

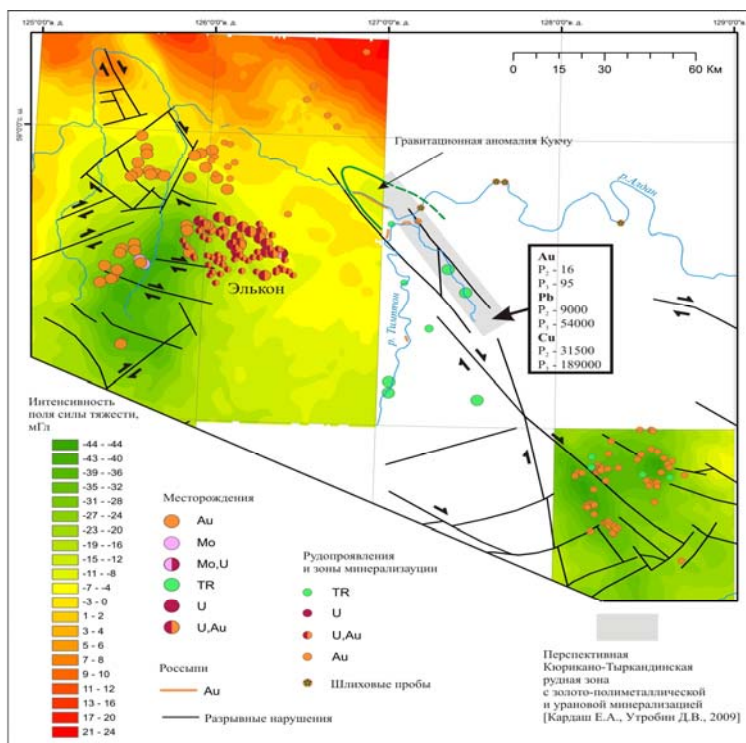


Рис.2. Структурно-геофизическая схема к востоку от ЦАР. С использованием фондовых (Воробьев К. А., 2000г, 2001г; Утробин Д.В. и др., 2002г; Кардаш Е.А., 2012г; Сурнин А.А., 2013г) и материалов собственного исследования.

Исследования выполнены по проекту «Программы Комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие производственных сил и социальной сферы на 2016 – 2020 г.г.»

Литература:

1. Журавлев А.И., Округин А.В., Кравченко А.А. Сравнительная характеристика монацитов из россыпей проявлений и магматических образований Тыркандинского рудного района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической

конференции, 6-8 апреля 2016 г. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2016. С. 56–60.

2. Кириллов В.Е. Опыт классификации рудоносных метасоматических и гидротермальных пород восточной части Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 1. С. 44–59.

3. Мельников А.И., Смелов А.П., Имаев В.С., Тимофеев В.Ф., Кравченко А.А. Внутреннее строение Тыркандинской shear зоны (Якутия). Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) СВФУ. 2015. С. 48-56.

4. Савицкий А.В., Э.И. Штеллер. Геологическое истолкование Тыркандинской зоны аномального магнитного поля // в книге Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука. 1966. С. 76–84.

5. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Казанский В.И., Глебовицкий В.А., Перцев Н.Н., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойский возраст Тыркандинской зоны разрывных нарушений Алданского щита: результаты U-Pb датирования фрагментов единичных зерен циркона // Доклады Академии наук. 2006. Т.408. № 4. С. 1–5.

ВЫСОКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ШЛИХО- ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КОРЕННОГО ЗОЛОТА В УСЛОВИЯХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, rinman81@bk.ru

Объект исследований – золотое рудопроявление Южное расположено в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади на восточном склоне Енисейского кряжа, в 120 км юго-восточнее пгт. Северо-Енисейский. Структурная позиция рудопроявления характеризуется его приуроченностью к зоне системы Ишимбинского рудоконтролирующего разлома в узле его пересечения секущими СВ разрывами. В геологическом строении принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской (погорнойская, аладынская и

карточки свиты) и тунгусикской (потоскуйская свита) серий, среднего и верхнего рифея, соответственно.

Методически шлихо-геохимические поиски осуществлялись согласно применяемой ФГУП ЦНИГРИ методике поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах [1]. С учетом повсеместно распространенных перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнеприносных отложений опробование производилось, в среднем, на глубине 0,8–1,0 м [2]. Это позволило получить наиболее представительные результаты о коренной золотоносности исследуемой площади.

В ходе выполнения работ проведен комплекс геохимических работ, включающий в себя геохимические поиски по потокам рассеяния, литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, шлихо-геохимические поиски. Лабораторно-аналитические методы включали в себя химико-спектральный на золото, ICP-MS, пробирно-атомно-абсорбционный, рентгено-фазовый анализы. Кроме того, проведены специализированные шлихо-минералогические исследования; изотопно-геохимические исследования.

Литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в пределах рудопроявления осуществлялись как в стандартном площадном варианте (сеть опробования 200х20 м, глубина опробования 0,3–0,4 м), так и в профильном по линиям горных выработок путем опробования нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в копушах глубиной 0,8–1,0 м, бульдозерных расчистках глубиной 1 м и шурфах до коренных пород (интервал опробования 10–40 м, глубина опробования 0,8–1,0 м).

По результатам площадного опробования установлено несколько контрастных ореолов золота. Последние образуют практически сплошное аномальное геохимическое поле (АГХП) размером около 1,5х2,2 км, в пределах которого локализуется область максимально высоких (0,1–0,8 г/т) содержаний золота, шириной до 300 м. АГХП золота сопровождается ореолами марганца, при этом поля максимально высоких его содержаний (0,5–2%) практически совпадают с полями высокоаномальных содержаний золота. По периферии АГХП

золота установлены аномальные поля серебра и цинка. По данным ICP-MS аномальное поле золота сопровождается повышенными содержаниями в ВОР As, W, Sb, Cu, Co и др. (рис 1).

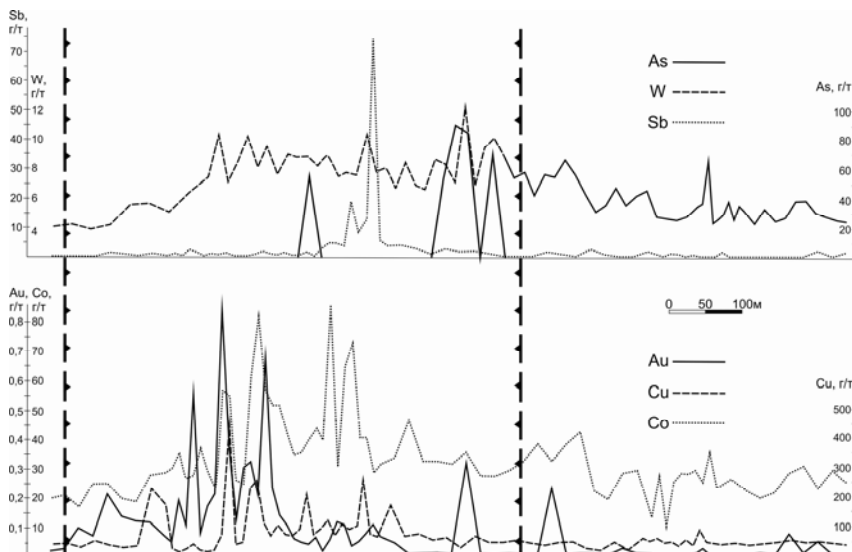


Рис. 1. Графики распределения золота и сопутствующих элементов во вторичных ореолах рассеяния. Прим.: бергштрихами показано положение золотоносной минерализованной зоны

В результате шлихо-геохимических поисков выявлено несколько шлиховых ореолов, среди которых наиболее контрастные отвечают положению золотоносных минерализованных зон в ВОР и первичных ореолах. В пределах последних шлиховые ореолы золота характеризуются содержаниями золота более 10 знаков золота на шлиховую пробу. Шлихо-геохимические аномалии сопровождаются шлиховыми ореолами пирита, оксидов и гидроксидов железа и марганца.

Специализированные шлихо-минералогические исследования предусматривали изучение магнитной, электромагнитной (ЭМФ), тяжелой немагнитной (ТНФ) и легкой фракций шлиховых проб с целью изучения их минерального состава, распределения золота и сопутствующих элементов. Наиболее детально изучался материал ЭМФ и

ТНФ шлиховых проб. ЭМФ представлена преимущественно гидроксидами железа, гетитом (гидрогетитом), образованных по минералам железо-магнезиальных карбонатов (анкерит, сидерит). Наибольшее их распространение отмечается в зонах развития метасоматических изменений вмещающих пород – пиритизации, железо-магнезиальной карбонатизации и линейных кварцевых жильно-прожилковых зонах. В меньшей степени распространены сульфидные минералы, на 99% представленные пиритом.

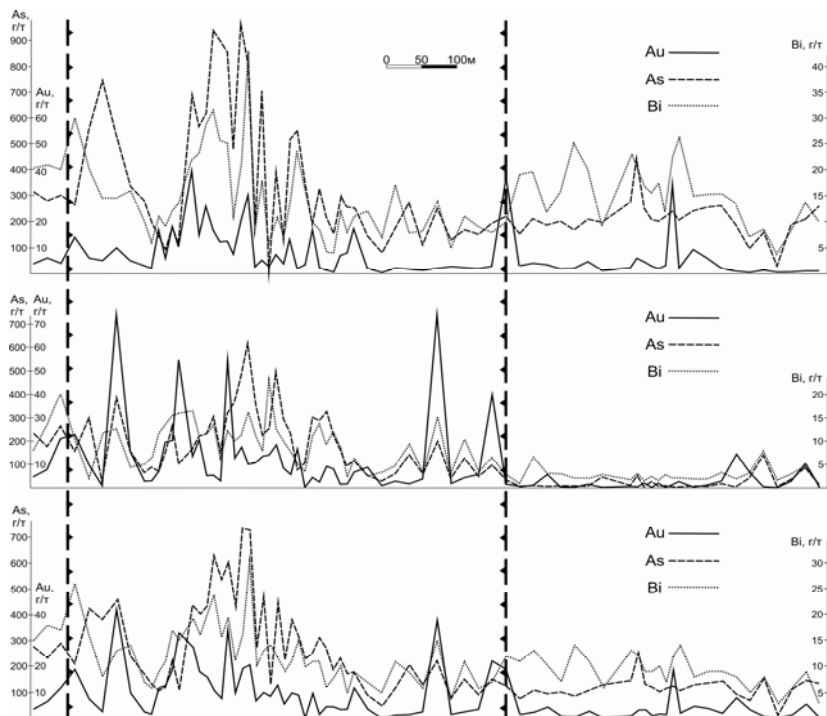


Рис. 2. Графики распределения золота и сопутствующих элементов в электромагнитной и тяжелой немагнитной фракциях шлиховых проб, и их усредненных значений. Прим.: бергштрихами показано положение золотоносной минерализованной зоны

Основным минералом ТНФ является пирит различных кристаллографических форм, среди которых наиболее распространены кубиче-

ские кристаллы (до 90 об.%). Осложненные формы пирита также весьма распространены, часто составляют до 20% объема шлиховых проб. Среди осложненных форм преобладает кубоктаэдры; октаэдрические формы пирита достаточно редки и составляют первые %. Пентагондодокаэдрические формы пирита – распространенная форма выделения, но составляет не более 5 % навески, однако в отдельных пробах в пределах минерализованных зон может достигать 30%. Особенностью этой формы пирита является уплощенный габитус кристаллов. Часто отмечается совместное наличие в пробах значительного количества пентагондодокаэдрических кристаллов пирита и знаков самородного золота. В основном, это характерно для центральных частей ореолов максимальной вкрапленной пиритизации.

Установлено, что наиболее контрастно золотоносные минерализованные зоны рудопроявления фиксируются по аномальным концентрациям золота и элементов-спутников именно в ЭМФ и ТНФ шлиховых проб (рис. 2). Анализ распределения золота и сопутствующих элементов в этих фракциях показал, что средние содержания золота (около 8 г/т) в них практически не отличаются, тогда как концентрации As, Sb, Bi, W, Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn в ЭМФ в 1,6-2,7 раза выше. Корреляционным анализом в обеих фракциях установлена практически идентичная структура корреляционных связей с золотоносной Au – As – Bi и сопутствующей ей Cu – Ni – Co – Mn ассоциациями. Кроме того, установлены значимые положительные корреляционные связи в рядах Na – K, Ca – Mn – Sr.

Концентрации золота и сопутствующих элементов в первичных ореолах (ПО) определялись бороздовым опробованием полотна бульдозерных траншей до коренных пород и керновым опробованием скважин колонкового бурения. В результате установлено несколько ПО золота – наиболее представительный ПО с концентрациями более 0,1 г/т выявлен в центральной части рудопроявления; его мощность более 60 м. В пределах последнего по данным опробования керна скважин установлены маломощные (до первых десятков метров) ореолы (эпицентры) с наиболее высокими концентрациями золота (более 0,3 г/т). По данным бороздового опробования траншей на дневной

поверхности ореол распадается на несколько маломощных (первые метры) зон. Содержания золота в пределах эпицентра повышенных концентраций в отдельных пробах достигают 6,5 г/т.

Литература:

1. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36-42.
2. Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39-50.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СООТНОШЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ МОДИФИКАЦИЯХ КУБАНИТА

Машуков А.В., Машукова А.Е.

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

AVMashukov@sfu-kras.ru

Известно, что показателем условий минералообразования является наличие как двух-, так и трехвалентного железа в минералах. Характер распределения ионов железа по кристаллографическим позициям несет информацию о физических и химических условиях формирования минералов. Для решения вопросов по поводу формы вхождения примесей и их влияния на кристаллическую структуру и микроструктуру минералов необходим комплекс методов исследования. С помощью магнитных методов, методами рентгеновской и Мессбауэровской спектроскопии [5], сканирующей электронной микроскопии были изучены образцы Норильского рудного типов в целях выявления соединений, содержащих кубанит.

Съемка проводилась на автоматизированном рентгеновском дифрактометре фирмы Shimadzu XRD-6000 (излучение CuK_α). В связи с отсутствием стандартов проводился безэталоновый метод съемки. Для идентификации материала использовалась информационно-поисковая система (ИПС ФИ), совмещающая качественный и полукото-

личественный анализ (по методу «корундовых» чисел). Использовалась международная база данных ICDD 2005 г.

Кубанит является одним из основных минералов сплошных руд Норильских месторождений, где его содержание может достигать 60-70%. В составе таких руд встречаются ассоциации с кубическим и орторомбическим кубанитом [1, 2]. Максимальная концентрация элементов в образцах в весовых процентах достигает: Cu – 23,0%; Fe – 41,7%; Ni – 17,65%, Co – 0,4%, S – 34,0%; O – 1,1%. Фазы, содержащие Cu, обладают сложным составом. Как следует из результатов рентгенофазового анализа, кубанитовые руды в основном представлены двумя разновидностями кубанита: в одних образцах содержится только кубанит I ($36,5\% \text{CuFe}_2\text{S}_3$), в других - кубанит I и кубанит II ($54,8\% \text{CuFe}_2\text{S}_3$). Также обнаружены: пентландит с примесью кобальта (18,4%), халькопирит (9,8% CuFeS_2), в некоторых образцах в незначительных количествах магнетит (менее 1,8%) и гематит (менее 1,5%). В отдельных образцах содержится менее 2% галенита.

Наиболее ранним минералом в исследуемых образцах является пентландит (максимальное содержание 18,4%), который представлен отдельными вкрапленными выделениями размером до 2 см (рис. 1). Согласно данным работы [3], пентландит устойчив при температурах ниже 610°C. Под микроскопом обнаруживается значительная деформированность пентландита – его зерна интенсивно катаклазированы. Первичная структура пентландита аллотриоморфнозернистая, вторичная – раздробленная (размеры обломков до 2 мм), причем по трещинам катаклаза в нем отмечается проникновение кубанита. Вростки пентландита характеризуются дефектностью структуры и различными примесями с изомерным сдвигом до 0,06 мм/с и отсутствием квадрульного расщепления.

Основным и более поздним минералом руды является кубанит, присутствующий в двух разных модификациях: изотропный высокотемпературный кубический кубанит I и кубанит II. Деформация выделений кубанита I приводит к частичному распаду твердого раствора с образованием двойников кубанита II в кубаните I (рис. 1). Длина двойниковых пластинок до 1,5мм, толщина обычно до 0,02 мм. Двой-

никовые пластинки часто прерывисты и расщеплены. Высокотемпературное образование кубанита I подтверждается ассоциацией его с гриналитом – минералом подсемейства септехлоритов, которые устойчивы до температур 350 – 450°C.

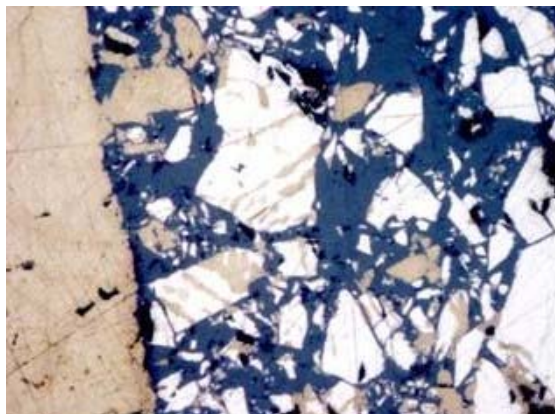


Рис. 1. Рудная микробрекчия. Пентландит (белое), кубанит I (светло-серое). Темно-серое – гриналит. Полированный шлиф. Ув. 70^x. Ник. П.

Кубанит I является ферромагнетиком с широким спектром величин остаточной намагниченности ($0 < I < 65$ А/м) и её стабильностью к различным размагничивающим факторам. В магнетизм образцов вносят вклады сульфиды и оксиды, содержащие в виде основных компонент Fe^{2+} и Fe^{3+} . Магнитная фаза имеет спектр, состоящий из двух шестилнейчатых спектров. Пики на краях спектров свидетельствуют о наличии оксидов. Изомерные сдвиги образцов изменяются от 0 до 1,784 мм/с, квадрупольное расщепление от 0 до 2,168 мм/с. Это свидетельствует о зависимости электронной структуры от генезиса соединений.

Намагниченность образцов необратимо изменяется с ростом температуры, что подтверждается несоответствием температуры Кюри в цикле «нагрев-охлаждение». Наличие примесных ионов приводит к изменению магнитных свойств.

Исследования методом растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа (РЭММА) показали, что имеются участки, сильно обогащённые Cu, Ni, Co, Fe.

Изотропный высокотемпературный кубический кубанит I [4] образуется как твердый раствор при температурах выше 450°C, когда смешимость его с халькопиритом не ограничена. Температура распада такого единого твердого раствора халькопирит – кубанит составляет 250–300°C.

Особенностью зёрен кубанита I является наличие в них телец распада халькопирита, который происходит при температурах 250–300°C. Вростки халькопирита (CuFeS_2) до 10,2% характеризуются изомерным сдвигом 0,058 мм/с и отсутствием квадрупольного расщепления. Некоторые образцы этой группы имеют уширенные линии, указывающие на существование различных положений ионов железа в подрешетках.

Кубанит II является парамагнетиком, заметно анизотропен, имеет менее насыщенный розовато-желтый цвет по сравнению с коричневато-розовато-желтым цветом кубанита I. Эта более низкотемпературная модификация кубанита замещает массивный кубанит I, развиваясь в наиболее деформированных участках. В природе чистый изокубанит встречается редко и только в присутствии халькопирита.

Известно, что кубанит II устойчив выше 200°C, а превращение "низкий – высокий" кубанит в лабораторных условиях необратимо. При отжиге высокого кубанита происходит его распад с выделением халькопирита, такой распад происходит при температурах 250–300°C. При испытаниях кубанита I установлено, что он, в отличие от кубанита II, имеет коричневато-желтый цвет, интенсивно покрывается побежалостью и подвержен структурному травлению. Травление его в парах царской водки выявило микротрещиноватость кубанита I и тонкопластинчатое двойниковое внутреннее строение его зерен.

В исследуемых образцах содержание магнетита достигало 1,8% при размерах зерен до нескольких миллиметров (рис. 2). Здесь магнетит образует вкрапленность отдельных метакристаллов и метазерен или микропрожилок в кубаните. Относительно более крупные зерна магнетита развиваются в порах руды иногда в виде правильных октаэдров. Пory, в которых развивается магнетит, эпизодически являются

вместилищем более поздних пятнистых выделений галенита. Размер таких выделений достигает 2 мм.

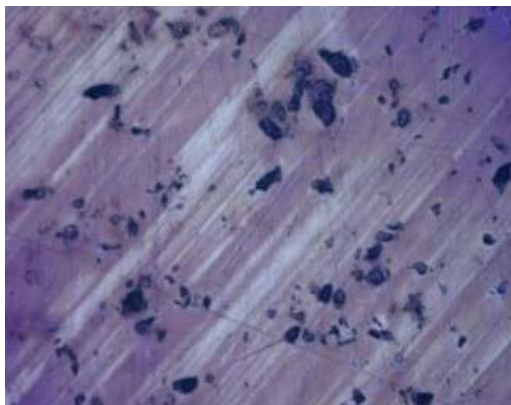


Рис. 2. Двойники кубанита II (белое) в кубаните I (светло-серое). Серое с высоким рельефом – магнетит. Полированный шлиф. Протравлено. Ув. 175^x. Ник.П.

Таким образом, наличие характерных структур распада твердых растворов указывает на широкий интервал температур кристаллизации сульфидов. Комплексные исследования выявили магматический гидротермальный и экзогенный этапы в образовании руды.

Литература:

1. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир. 1981. 575 с.
2. Генкин А.Д., А.А. Филимонова, Т.Н. Шадлун и др. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите // Геология рудных месторождений. №1. 1966. С. 41–54.
3. Дистлер В.В., Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1998.
4. Рамдор П.. Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ, 1962.
5. Химическое применение мёссбауэровской спектроскопии / Под ред. В.И. Гольданского. М.: Мир, 1970. 279 с.

МИНЕРАЛЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ АРИАДНИНСКОГО МАССИВА ГИПЕРБАЗИТОВ (ПРИМОРЬЕ)

Молчанов В.П., Андросов Д.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток; vpmol@mail.ru*

Центральная часть Приморского края характеризуется присутствием ряда крупных массивов базитов и гипербазитов, приуроченных к Самаркиному террейну юрской аккреционной призмы [1]. Наиболее изученный из них – Ариаднинский – имеет концентрически зональное строение: перидотиты (ядро тела) меняются через ильменитовые, плагиоклаз-оливиновые, мономинеральные пироксениты к ильменитовым габбро на периферии. С габброидами связано ильменитовое оруденение. Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо-восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, и прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO_2 в них составляет 6,16 %, V_2O_3 – 0,086 %, Fe_2O_3 – 13,28 %, Sc – 0,0045 %. С глубиной в руде отмечается увеличение концентрации Cu и Ni, достигающих, соответственно, 0,1 и 0,3 % (Лосив, 1990 г.).

Геохимическими особенностями мафит-ультрамафитов являются повышенные кларки золота и рутения, и пониженные – основной массы элементов платиновой группы. Подтверждением этого может послужить присутствие в базит-гипербазитах первичной (магматической) благороднометальной минерализации. Минералы благородных металлов в протолочках неизмененных ультраосновных пород, по данным С.А. Щеки и А.А. Вржосека [8], представлены сперрилитом, золотом высокой и низкой пробы. Высокопробные частицы последнего (Au – 93, 53 и Ag 6,6 мас.%) находятся в сростках с силикатами – клинопироксеном, керсутитом, плагиоклазом. Низкопробное золото (Au – 50, 59, Ag – 49,7 и Pd – 0.011 мас.%) появляется лишь в тех пробах, где присутствует поздний пирит.

Изученный массив продуцирует несколько крупных титаноносных россыпей, известных присутствием самородного золота [4]. В процессе проведения в 2016 году разведочных работ по россыпям р. Тодохова и ее правого притока руч. Потапова получен обширный дополнительный каменный материал, позволяющий значительно расширить представления о первичной благороднометальной минерализации ариаднинских гипербазитов. Протяженность этих аллювиальных россыпей долинного типа составляет соответственно 4 км и 1,2 км при ширине до 450 м и 250 м и средней мощности продуктивного пласта 6,9 м и содержанием ильменита до 35 кг/м³. По сросткам минералов из рыхлых отложений выделено две продуктивные ассоциации (от ранних к поздним): самородные металлы (золото, платина, никель, медь) – хромит – ильменит и Hg-электрум – сульфиды (пирит, киноварь). Кроме того, в гравитационных концентратах в незначительных количествах присутствуют рутил, сфен, циркон, апатит.

По особенностям химизма шлиховое золото ранней ассоциации подразделяется на две группы: серебристую и медьсодержащую. В первую группу входят высокопробные, в понимании Н.В. Петровской [6], разновидности золото-серебряных соединений, представленные чаще всего примазками на поверхности ильменитов, либо самостоятельными мелкими комковидными частицами желтого цвета с высокими значениями пробы (до 970–999 ‰). Вторая группа состоит из тонких (менее 0,1 мм), относительно изометричных выделений золота ярко-желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих золотин средней пробы (850–920‰) можно считать Cu (0,1–3,2 ат.%). В процессе микрозондовых исследований установлен неравномерный характер распределений этого элемента. Размер гомогенных участков редко превышает первые десятки микронов.

Особый интерес вызывают платиноиды, впервые обнаруженные авторами в рыхлых отложениях Ариаднинского массива. Для них характерна преобладание твердых растворов Fe-Pt, которые можно отнести, используя известную номенклатуру [9], к изоферроплатине. Железистая платина обычно встречается в виде комковатых зерен

неправильной или овальной, уплощенной формы, в поперечнике не превышающих 0,1 мм.

В поздней ассоциации золото представлено низкопробными ртутьсодержащими фазами (Au от 53,72 до 55,37 мас.%, Ag от 39,1 до 41,45 мас.%, Hg от 3,47 до 4,31 мас.%). Они характеризуются невысокой гипергенной устойчивостью (рис 1, а). Своеобразие вторичных преобразований выразилось в образовании высокопробной пористой диффузионной зоны шириной до 100 мкм, в которой практически полностью отсутствует Hg (рис 1, б). Схожие изменения претерпело гипогенное ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала [5]. Отличительными чертами такого золота являются пониженные значения пробы, монолитное (плотное) внутреннее строение, прямая корреляция концентраций Ag и Hg. Подобными характеристиками обладают изученные ртутистые фазы. Это позволяет сделать вывод о синхронной кристаллизации ртути и золота, а не о техногенном «заражении» шлихового золота в процессе эксплуатации россыпей. Таким образом, изложенные данные позволяют уверенно относить изученное ртутистое золото к природным твердым растворам системы Au-Ag-Hg.

Ртутистый и медистый состав самородного золота россыпей, указывает на «ультрабазитовый» тип коренного источника. Так, находки самородного золота с высокими концентрациями Cu и Hg неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к базит-гипербазитам Урала [7], Приамурья [2]. Поликомпонентные природные соединения Au, Ag, Hg, Cu в ассоциации с Pt-Fe сплавами были обнаружены авторами в россыпях Фадеевского узла на юго-западе Приморья [3], где их присутствие увязывается с гидротермальной переработкой находящихся на глубине тел базит-гипербазитов. В пользу этой точки зрения, в нашем случае, свидетельствует близость макросоставов шлихового золота «ультрамафитового» профиля и его аналогов из ультраосновных пород. Факт сохранения геохимических характеристик россыпных золотин первично-магматического генезиса имеет принципиальное значение, поскольку может использоваться при металлогенических построениях, а также оценке перспектив ресурс-

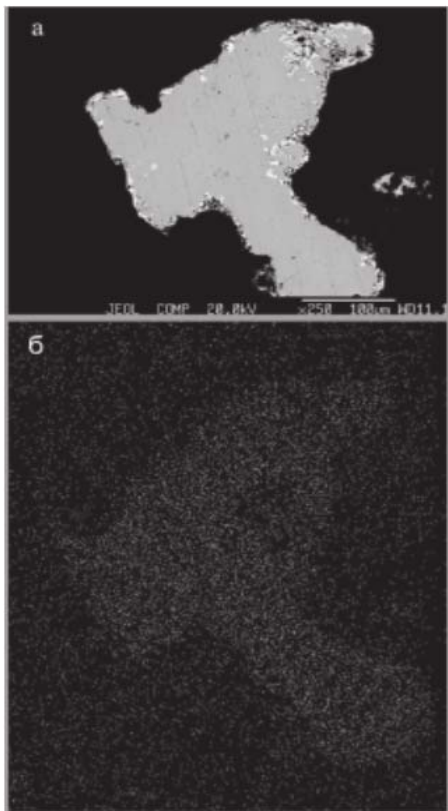


Рис.1. Гипергенное преобразование Hg-электрума. Изображение: а - в обратных электронах; б – в рентгеновских лучах ртути.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 15-1-2-058.

Литература:

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Кн.1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
2. Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. и др. Роль апогипербазитов в формировании платиноидно-золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Т. 2. Владивосток: Дальнаука. 2001. С. 219–232.

ного потенциала территорий не только юга Дальнего Востока но и других регионов.

Результаты проведенных исследований дают основания полагать, что базит-гипербазиты Ариаднинского массива активно участвовали в формировании россыпей, поставляя в них ильменит, Ag, Cu, Hg – золото, минералы металлов платиновой группы. Выявленные индикаторные свойства шлиховых золота и платины позволяют не только уточнить особенности их генезиса, но и наметить локальные участки территорий, потенциально перспективные на выявление благороднометаллических руд.

3. Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г. Минералы благородных металлов россыпей Фадеевского узла (Приморье) как индикаторы формационной принадлежности коренных источников // Докл. РАН. 2005. Т.402. №5. С. 661–664

4. Молчанов В.П., Саядян Г.Р., Медведев Е.И. Самородное золото титаноносных россыпей Ариаднинского узла и его коренные источники (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. №1. С. 105–109.

5. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ. 1987. 96 с.

6. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука. 1973. 345 с.

7. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н. и др. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. №4. С. 63–77.

8. Щека С.А., Вржосек А.А. Редкий тип магматической платинозолотой минерализации в базит-гиперрбазитовых интрузиях // Типоморфные ассоциации аксессуарных минералов и микроэлементов. Владивосток. ДВНЦ АН СССР. 1985. С. 82–85.

9. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-elements allous. Review and revision // Can. Miner. 1991. V.29. P. 231–237.

РЕЦИКЛИНГ ТЕХНОГЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ РЕГИОНОВ ЗОЛОТОДОБЫЧИ КАК ЭФФЕКТИВНЫЙ ИНСТРУМЕНТ СОВРЕМЕННОГО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Мустафин С.К.

*Бакирский государственный университет, г. Уфа
sabir.mustafin@yandex.ru*

Рециклинг техногенного минерального сырья – переработка с целью извлечения полезных компонентов отходов добычи, обогащения и переработки продукции недропользования. В РФ ежегодно накапливается около 10 млрд. т техногенных отходов, из которых 55% формируются горнодобывающей промышленностью.

При производстве 1 т меди к образуются 30-100 т хвостов обогащения и 1-8 т металлургических шлаков. В РФ отсутствует система утилизации и переработки нефтешламов, хотя рециклинг 50% отходов добычи нефти и производства нефтепродуктов из амбарах, прудках-накопителях и др. позволит получить не менее 10 трлн. рублей чистого дохода.

На примере объектов Республики Башкортостан (РБ) рассматриваются актуальные проблемы рециклинга техногенного минерального сырья для целей обеспечения рационального использования природных ресурсов и охраны окружающей среды, оценены перспективы прогнозирования и управления технологической составляющей региональной эколого-экономико-социальной политики обеспечения устойчивого развития регионов недропользования.

На территории региона основная масса промышленных отходов, пригодная для эффективного рециклинга, образована и аккумулирована на предприятиях чёрной и цветной металлургии, золото-, угле- и нефтедобычи, химической промышленности. Техногенное минеральное сырьё представлено: отходами добычи (породы вскрыши, вмещающие пустые породы, некондиционные руды); отходами обогащения (хвосты флотации, хвосты перколяции, шламы) и отходами переработки (шлаки, шламы, эфеля) руд чёрных, цветных, благородных металлов. Перспективны для рециклинга отходы угледобычи, нефтедобычи (нефтешламы и др.), а также отходы производства минеральных удобрений (пиритные огарки и фосфогипс).

Рассматриваются условия образования, вещественный состав минерального сырья и экологические проблемы освоения объектов техногенной концентрации золота Южного Урала, расположенных на территории РБ. Последовательно в качестве сырья для рециклинга характеризуются золотосодержащие металлургические шлаки золотомедного завода, пиритные огарки сернокислотного производства, эфельные отвалы отработки россыпей, хвосты перколяции и амальгамации бегунных золотоизвлекательных фабрик, пески-отсевов месторождений песчано-гравийных материалов.

Перспективным золотосодержащим техногенным сырьём являются металлургические шлаки золотомедного завода, аккумулированные на территории г. Баймак в объёме порядка 1 млн. тонн. Золото в шлаках представлено изометричными, удлинёнными без выступов, с редкими углублениями чешуйками размерами от 0,25×0,1 мм до 0,05×0,05 мм. Минералы техногенного золота и меди из шлаков идентифицированы рентгенографическим анализом. Исследование техногенной самородной меди, выявило в её составе наличие минеральной фазы Au₃Cu, обладающей рентгеновской плотностью $\rho=17,167 \text{ г/см}^3$. Выявлен масс-спектр элементов-примесей самородной меди который включает: Fe, Zn, Ag, Au, Ir, Ba – элементы руд «железных шляп» зоны окисления медно-колчеданных месторождений. Перспективной для извлечения благородных и цветных металлов из шлаков представляется гидрометаллургическая переработка гравитационного концентрата.

Пиритные огарки - твердые отходы сернокислотного производства аккумулированные на АОЗТ «Минудобрения» (г. Мелеуз) в объёме 2,7 млн. тонн в качестве потенциальных полезных компонентов содержат: Zn – 1,25%; Cu – 0,4%; Au-0,7-1,5 г/т; Ag- 20-25 г/т; Основной вредной примесью в отходах является As (0,2%). Минеральные формы нахождения золота в отходах не установлены. Высокая дисперсность частиц золота, не выявляемых минераграфическими исследованиями, не позволяет применять для извлечения металла традиционные методы гравитационного обогащения. Попытка использования магнитной сепарации также успеха не принесла. Технология хлоринации, которая используется на ряде зарубежных предприятий для извлечения благородных и цветных металлов из пиритных огарков в данном случае требует надёжного обоснования в первую очередь с позиций экологической безопасности. Оптимальные технологические решения по извлечению тонкодисперсного золота из пиритных огарков требуют проведения специальных исследований состава техногенного сырья.

Весьма перспективными техногенными источниками получения золота являются твёрдые отходы золотодобывающих предприятий. Это хвосты амальгамации бегунных, хвосты перколяции золотоизвлекательных фабрик, хвосты флотации золотоносного пирита. Све-

дений характеризующих минералогию золота в материале отходов нет. Золото в хвостах перколяции в основной массе является, вероятнее всего, «упорным», нераскрывающимся дроблением до 200 меш. Попытки извлечения золота гравитационным обогащением, успеха не имели и лишь подтвердили предположение о преобладании «упорного» золота в хвостах. золото концентрируется в зёрнах пирита.

Минеральные формы золота, особенности распределение и концентрации полезного компонента в твёрдых отходах предприятий золотодобычи требуют специального минералого-технологического исследования для обеспечения оптимальных решений проблемы извлечения валютного металла из техногенного сырья каждого из отдельных объектов. Относительно небольшие объёмы хвостов перколяции и амальгамации, аккумулированные на прекративших к настоящему времени свою деятельность фабриках, существенные различия в вещественном составе техногенного минерального сырья, позволяют рекомендовать для их освоения использование модульной системы обработки. Использование технологии кучного выщелачивания (КВ), обеспечивает сквозное извлечение из окисленных руд золота на уровне 70% и серебра соответственно - 40%. Высокое содержание золота в исходном минеральном сырье, значительная доля «упорного» золота, наличие теллуридов золота, свойственное рудам медноколчеданных месторождений региона может привести к технологическим потерям металла и образованию техногенных месторождений, представленных твёрдыми отходами процесса КВ.

Перспективным техногенным минеральным сырьём представляются пески отсеков – отходы обработки месторождений песчано-гравийных материалов (ПГМ). Минералы золота и платиноидов, рутил, ильменит, сфен, анатаз, циркон могут концентрироваться в тяжёлой фракции мелких классов комплексного по составу техногенного минерального сырья. В песках отсеков месторождения ПГМ, расположенного в бассейне реки Урал нами обнаружены зёрна самородного золота. Изучение самородного золота из аллювиальных отложений этой площади выявило присутствие в его зёрнах минеральных фаз платины и иридия, что существенным образом повышает ценность

техногенного сырья. Факторами, осложняющими извлечение металла из техногенных россыпей, могут служить плотные, нередко сплошные плёнки гидроксидов железа на поверхности золотин.

При добыче золота из железных шляп медно-колчеданных объектов на фабриках законченным циклом обогащения (ФЗЦО) Учалинского и Сибайского месторождений за один сезон трестом «Башзолото» было получено 600 кг металлической ртути.

Для старых горнорудных регионов, каковым является Южный Урал, проблема рециклинга отходов недропользования тесно связана с рекультивацией нарушенных земель. Наибольшую ценность в хвостах обогащения руд Урала представляют сера (30–50 % общей стоимости хвостов), драгоценные металлы (25–45 %), медь (10–20 %) и цинк (10–15 %), однако высокая дисперсность (до наноуровня) материала отходов, способствующая интенсивной техногенной миграции загрязнителей определяет экологическая опасность отходов.

Коммерческая целесообразность рециклинга техногенного минерального сырья определяется высокими мировыми ценами как на основные металлы – медь, цинк, золото, серебро; так сопутствующие полезные компоненты руд.

Рециклинг техногенного минерального сырья на основе оптимального комплексного использования достижений научно-технического прогресса позволит: сократить добычу первичных минерально-сырьевых ресурсов, обеспечить рациональное использование природно-ресурсного потенциала, снизить интенсивность техногенного воздействия на окружающую среду; заменить первичные ресурсы вторичными, обеспечив тем самым продление жизненного цикла отраслей, сырьевая база которых близка к исчерпанию. Выбор стратегии освоения новых месторождений, равно как и стратегии оптимального рециклинга техногенного минерального сырья, должен предусматривать системное обеспечение технологической схемы на каждом этапе разработки сочетанием процессов различных способов добычи на основе учёта их взаимодействия и формирования необходимых количественных, качественных, экологических, экономических и социальных показателей. Эффективность рециклинга техногенного мине-

рального сырья недостижима без комплексных исследований его качества и природы с использованием арсенала методов технологической минералогии, применение которых необходимо на всех стадиях жизненного цикла объектов.

Особую значимость сегодня приобретают наноразмерные технологии определяющие весьма широкие перспективы оптимизации управления технологическими процессами извлечения ценных компонентов из природного и техногенного минерального сырья на молекулярном, атомарном уровнях. Рециклинг отходов золотодобычи требует применения современных технологий - гиromеталлургии, бактериального выщелачивания и др.

Мониторинг технологических свойств природного и техногенного минерального сырья необходим ввиду его неоднородности в широком диапазоне от макро- до наноуровня. Инвестиционная привлекательность объектов недропользования и рециклинга техногенного минерального сырья определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств с использованием современных прецизионных методов анализа, позволяющих оптимально реализовать ресурс современных совершенствующихся технологий извлечения полезных компонентов с учётом сочетания макромасштабности объектов (использование дистанционного зондирования Земли и ГИС-технологий на месторождениях) и их тонкой структуры (микро- и наноуровни исследования минерального вещества). Многочисленные объекты накопления отходов недропользования представляющие коммерческий интерес в качестве техногенного сырья для рециклинга, пока являются мощными источниками загрязнения окружающей среды, препятствующими устойчивому развитию территорий и формированию позитивного социально-экологического имиджа регионов.

Рециклинг техногенного золотосодержащего сырья весьма актуален для ведущих центров золотодобычи РФ, таких как Республик Саха (Якутия). Подтверждение этого являются материалы Стратегии социально-экономического развития Республики Саха (Якутия) на период до 2030 года с определением целевого видения до 2050 года, в

которых при оценке состояния минерально-сырьевой базы основных видов полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) на 01.01.2016 количество учтённого техногенного золота региона оценивается (в кг) в составе балансовых запасов $A+B+C_1$ – 1988 и C_2 – 386, в забалансовых запасах $B+C_1+C_2$ – соответственно 559.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ЗОЛОТА ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Никифорова З.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; znikiforova@yandex.ru*

Выявленные индикаторные признаки россыпного золота, как показатели рудогенеза, позволяют установить их формационные типы коренных источников, характерные для определенных геолого-структурных обстановок [5]. Известно, что каждая золоторудная формация предполагает соответствующий геолого-структурный контроль, что дает возможность на закрытых территориях более корректно подобрать методы поиска золоторудных месторождений.

Золоторудные источники в выступах фундамента и их обрамлений. В этих структурах прогнозируются следующие коренные источники золота – малосульфидной золотокварцевой, золотомеднопорфировой, золотожелезисто-кварцитово-платиноидной и золоторедкометальной формаций.

Формирование оруденений больших глубин малосульфидной золотокварцевой формации возможно на северо-востоке Сибирской платформы – Анабарский щит, Оленекское и Билоро-Уджинское поднятие. Коренные источники данной формации также предполагаются в центральной части востока Сибирской платформы (Вилуйская синеклиза) Сунтарского свода, Верхнесинского, Баппагайского, Чакыйского и Якутского выступов, а также на юго-востоке в зоне сочлене-

Коренные источники золотоплатиноидной формации предполагаются в обрамлении Сунтарского свода и Анабарского щита, на основании обнаружения в россыпном золоте элементов-примесей Pt, Pd и Ni, а также минеральной фазы платины в золоте и сростания золота с платиной [1, 5]. Доказательством этого предположения служат данные В.Л. Масайтиса и др., [1970г.], которыми выявлены золоторудные проявления с содержанием Au до 1 г/т, парагенетически связанные с базитовым магматизмом. Кроме этого, И.Н. Истомин и В.М. Мишнин [2] обосновали существование раннепротерозойского подвижного пояса, где широко проявлен базитовый магматизм, с развитием которого они объясняют основную металлоносность.

Формирование коренных источников золото-редкометальной формации впервые прогнозируется Б.Б. Герасимовым [1] в обрамлении Анабарского щита в бассейне р. Бол. Куонамка на основании обнаружения в россыпном золоте микровключений самородного висмута, мальдонита, арсенипирита и теллуридов серебра, характерных для оруденений золото-редкометальной формации. Образование такого оруденения связано с мобильной зоной Восточно-Анабарского разлома.

Золоторудные источники, пространственно приуроченные к глубинным разломам прогнозируются на северо-востоке Сибирской платформы в бассейнах рек Анабар и Эбелях в Молодо-Попигайской системе разломов. Выявленные индикаторные признаки россыпного золота реч. Моргогор, руч. Каменистый и др., соответствуют близповерхностным золоторудным источникам *золотосульфидно-кварцевой формации*. Предполагаемые источники прослеживаются в зонах метасоматитов палеозойских терригенно-карбонатных толщ, выраженных брекчированием, ожелезнением и окварцеванием, приуроченные к глубинным разломам, неоднократно подновляемым в мезозойское время.

Наличие *оруденений золотосульфидно-кварцевой формации* прогнозируется и на юго-востоке Сибирской платформы в бассейне средней Лены на участках, пространственно приуроченных к Баппагайскому глубинному разлому – устья рек Бол. Патом и Каменка. Пространственную связь золотого оруденения с глубинными разломами

(Баппагайский, Кемпендяйский, Сеньский) подтверждают предшественники [Михайлов, Филатов, 1966г.; Огиенко и др., 1969г]. Ими обнаружены многочисленные золотоносные оруденения в бассейне средней Лены (реки Пеледуй, Нюя, Намана, Джерба, Куболах, Чара и др.), которые приурочены к разрывным нарушениям. К ним относятся мелкие магнетитовые рудопоявления и сульфидизированные мелкозернистые долериты, а также кварцевые жилы с содержанием Au от 0,1 до 2,0 г/т, проявленные в брекчированных и лимонитизированных кварцево-кремнистых породах.

Золоторудные источники в зоне внутриконтинентальных палеорифтов. Образование *малоглубинных оруденений золотосеребряной формации* предполагается во внутриконтинентальных Вилуйском и Уджинском палеорифтах. По данным Е.Е. Милановского [3], древние рифтовые зоны востока Сибирской платформы неоднократно регенерированы в мезокайнозойское время. На основании выявления в бассейне р. Уджа в россыпном золоте Ag до 60%, фазы Ag и пористого строения прогнозируются золотосеребряные рудопоявления в Уджинском палеорифте [1].

Формирование коренных источников *золотосеребряной формации* возможно также в истоках рек Лено-Вилуйского междуречья в полях развития вулканитов андезит-дацитового состава, залегающих на нижнемеловых отложениях, впервые выявленных в зоне Кемпендяйской дислокации Вилуйского палеорифта [5]. По результатам спектрального анализа обнаружено, что как в вулканитах, так и в низко-среднепробном золоте отчетливо прослеживается устойчивая Ag-Pb-Zn-Cu геохимическая ассоциация, что позволило предположить парагенетическую связь эпitherмального золотосеребряного оруденения с вулканизмом. Доказательством формирования оруденения золотосеребряной формации в Вилуйском палеорифте служат данные предшественников (Кирина, 1966г; Киселев, 1970г). Они в отложениях ранней юры и мела обнаружили кварц-кальцит-баритовые жилы с содержанием золота до 1,4 г/т, происхождение которых связали с кислым вулканизмом. Кроме этого, В.И. Тимофеевым [7], на основании анализа геологической истории развития Вилуйской синеклизы и

центральной части Алданского щита, впервые обоснована синхронность тектонического режима и магматизма в мезозойское время, что дало ему основание связать рудную золотоносность Кемпендйской дислокации с позднеюрским-раннемеловым магматизмом. Позднее В.А. Михайлов [4], анализируя минеральные ассоциации шлихового ореола рассеяния и петрографический состав галечно-гравийного материала Лено-Вилюйского междуречья, пришел к выводу, что, действительно, образование мезозойского золоторудного оруденения связано с магматизмом кислого состава. Потенциальным источником рудоносных гидротерм, по мнению В.А. Михайлова [4], являлись флюидно-эксплозивные структуры (ФЭС) в виде трубчатых тел, а также минерализованные зоны разрывных нарушений, гидротермальные аргиллизиты и тела дайкового типа.

В целом установлено, что коренные источники россыпной золотоносности связаны с определенными геологическими структурами – оруденения малосульфидной золото кварцевой, золотомеднопорфировой, золотожелезисто-кварцитовой формации приурочены к древним выходам фундамента, золоторедкометальной и золотоплатиноидной формации к обрамлениям. Коренные источники золотосульфидно-кварцевой формации пространственно приурочены к глубинным разломам зон метасоматитов терригенно-карбонатных толщ, а золотосеребряной формации расположены в зонах внутриконтинентальных палеорифтов.

Таким образом, выделенные формационные типы коренных источников по индикаторным признакам россыпного золота определяют геолого-структурный контроль и, тем самым, способствуют более корректному подбору методов поиска для «скрытых» платформенных золоторудных месторождений различных формаций и оценки перспективности золотоносных территорий.

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

Литература:

1. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Индикаторные признаки россыпного золота как критерий прогнозирования различных типов золотонос-

ных рудопроявлений (Анабарский район)// Всероссийская научно-практическая конференция. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск. 2016. С. 41-44.

2. Истомин И.Н., Мишнин В.М. К проблеме поисков месторождений металлов платиновой группы в Якутии // Вестник Госкомгеологии РС (Я), 2003. № 2(5). С. 13–27.

3. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 279 с.

4. Михайлов В.А. Источники питания металлоносных отложений Вилюйской синеклизы: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук / ТГУ. Томск. 1990. 20 с.

5. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи – коренные источники // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 305–319.

6. Смелов А. П., Амузинский В. А., Зедгенизов А. Н., Березкин В. И., Коваль С. Г. Перспективы коренной золотоносности метаморфических и магматических комплексов Анабарского щита // Золото Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ. 2004. С. 279–281.

7. Тимофеев В.И. О россыпной золотоносности р. Вилюй // Разведка и охрана недр. 1965. № 6. С. 1–5.

8. Толстов А.В. Перспективы золотоносности Анабарской антеклизы // Вестник госкомгеологии. 2002. № 1.(2) . С. 44–49.

9. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. 149 с.

10. Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г. и др. Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 142 с.

МОРФОЛОГИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АРСЕНОПИРИТОВ ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩЕ

Парада С.Г.

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону,

parada@ssc-ras.ru

Арсенопирит из золоторудных месторождений все чаще привлекает внимание исследователей как индикатор условий рудообразования [1, 2, 6, 8]. Нами также проведены специальные минералогическо-геохимические исследования арсенопиритов в пределах Софийского рудного поля, где рудные тела представлены различными минерально-морфологическими типами оруденения. Арсенопириты из различных типов руд изучались под микроскопом. Содержания Fe, As и S в них определены с помощью рентгеновского микроанализатора КАМЕВАХ, при этом для каждого выделенного зерна делалось два определения, – одно в центральной части зерна, второе – в краевой.

Софийское рудное поле (Хабаровский край) представляет собой часть одноименного рудного узла, где из россыпных месторождений добыто около 170 т золота [5]. Оно приурочено к северо-западному замыканию Правобуреинской куполовидной структуры (восточная часть Амуро-Охотской складчатой области). Рудовмещающими являются неоднородно метаморфизованные углеродисто-терригенные породы палеозойского (?) возраста. Золотое оруденение представлено кварцевыми жилами малосульфидной формации и зонами сульфидной вкрапленности. Размещение малосульфидных золотокварцевых жил контролируется относительно древними синметаморфическими структурами близширотного простирания. Размещение вкрапленной золотосульфидной минерализации контролируется относительно молодыми, связанными с мезозойской тектоно-магматической активизацией, зонами дробления близмеридионального простирания.

Золотоносные жилы сложены массивным крупнозернистым кварцем молочно-белого и светло-серого цвета и имеют параллельно-полосчатые и брекчиевидные текстуры. Рудные минералы в жилах представлены главным образом арсенопиритом и, в значительно меньших количествах, пиритом, отложившимися совместно с кварцем в раннюю стадию минералообразования. В незначительных количествах отмечаются поздние сульфиды: сфалерит, галенит, халькопирит, молибденит и пирротин, которые образуют гнездовые скопления в кварце и часто выполняют трещинки в ранних сульфидах. Золото в рудах относительно крупное (1–2мм), высокопробное (900–940 ‰) [3, 4]. Содержание его в рудных телах достигает десятков г/т. $Au/Ag > 1$.

Золотоносная сульфидно-вкрапленная минерализация приурочена к тектонической зоне дробления меридионального простирания, пересекающей рудное поле в его центральной части. Золотокварцевые жилы, оказавшиеся в осевой части этой зоны, испытали дробление вместе с вмещающими породами. В пределах этой зоны широко проявлены гидротермальные изменения березит-лиственитовой формации. Преобладающим рудным минералом является пирит. В меньших количествах присутствует арсенопирит и другие сульфиды. Золото в рудах тонкодисперсное, связанное с сульфидами, низкопробное (615 ‰) [4]. Его содержание в рудах едва достигает первых г/т, при повышенных Ag, Cu, W, Mo и Sn. $Au/Ag < 1$.

Арсенопирит из кварцевых жил представлен двумя кристалломорфологическими типами (рис. 1).

Первый тип – это уплощеннопризматические кристаллы размером 5,0–10,0 мм и более (рис. 1, а). Ограничение их представлено комбинацией двух простых ромбических призм $m \{110\}$ и $n \{101\}$. Резко преобладают грани призмы $m \{110\}$, которые покрыты комбинационной штриховкой, ориентированной вдоль направления (001). На крупных индивидах штриховка грубая, на относительно мелких – более тонкая. Грани призмы $n \{101\}$ отличаются большим совершенством: они гладкие и блестящие. По степени удлинения вдоль оси c плоскопризматические кристаллы подразделяются на удлиненные и укороченные разновидности. По результатам микронзондового анализа арсенопирит-

тов этого типа не устанавливается заметных различий в содержаниях главных химических элементов между центром и краем зерен (табл.). Вместе с тем выявляется пониженное (относительно теоретического) содержание мышьяка, и повышенное содержание серы.

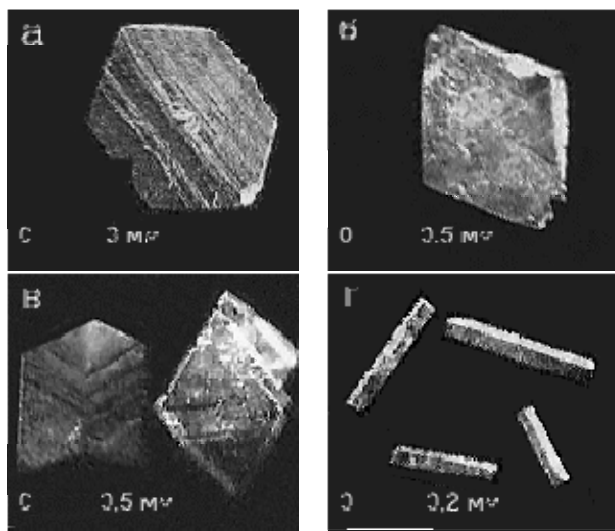


Рис.1. Кристалломорфология арсенопиритов из золотопроявлений кварцевожильного (а, б, в) и сульфидновкрапленного (г) типов Софийского рудного поля

Второй тип арсенопирита представлен псевдодипирамидальными (клиновидными) кристаллами (рис. 1, б). Размер их обычно 0,3–1,0 мм, реже 2,0–3,0мм, иногда до 10,0мм. Эта форма относительно изометричная и характеризуется почти равным развитием ромбических призм $m \{110\}$ и $n \{101\}$. По граням призмы $m \{110\}$, так же как и у уплощенно-призматического типа, развита комбинационная штриховка. Псевдодипирамидальным арсенопиритам свойственны двойники срастания и прорастания (рис. 1, в). Химический состав их отличается от состава уплощеннопризматических арсенопиритов меньшим содержанием As и повышенным содержанием S (табл.). Однако, так же как и у уплощенно-призматического типа, изменений

химического состава от центра к краю зерен минерала не устанавливается.

Таблица

Средние содержания Fe, As и S (%) в центральной и краевой частях уплощеннопризматического (1), псевдодипирамидального (2) и игольчатого (3) типов арсенопиритов из золотопроявлений Софийского рудного поля

| | 1 | | 2 | | 3 | | Теоретический состав |
|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|----------------------|
| | центр | край | центр | край | центр | край | |
| Fe | 36,44 | 35,76 | 36,81 | 36,21 | 35,45 | 36,44 | 34,3 |
| As | 42,18 | 42,51 | 41,83 | 41,69 | 42,48 | 38,81 | 46,0 |
| S | 21,79 | 21,81 | 22,32 | 22,25 | 21,8 | 24,5 | 19,7 |
| Сумма | 100,41 | 100,08 | 100,96 | 100,15 | 99,73 | 99,75 | 100,00 |
| As/S | 1,93 | 1,94 | 1,87 | 1,87 | 1,94 | 1,58 | 2,33 |

Арсенопирит из сульфидно-вкрапленных руд представлен мелкими (менее 0,3 мм) удлиненопризматическими (игольчатыми) кристаллами (рис. 1, г), габитус которых обусловлен преимущественным развитием граней призмы $n \{101\}$, при угнетённом развитии граней $m \{110\}$. Грани $n \{101\}$ отличаются наибольшим совершенством. Отмечаются двойники взаимного прорастания и звёздчатые тройники сростания. Этот тип арсенопирита отличается от двух предыдущих и по химическому составу (табл.). В них установлена разница концентраций As и S между центральными и краевыми частями зерен. От центра к краю зерен резко уменьшается содержание As и одновременно возрастает содержание S, отношение As/S при этом уменьшается от 1,94 до 1,58. Это указывает на резкое возрастание активности S в процессе рудогенеза, связанное с быстрым падением температуры рудоносных растворов. Такое возможно в условиях флюидодоминирующего режима гидротермальной системы (по [6]), когда горячие растворы быстро проникают с больших глубин по проницаемым зонам в близповерхностные условия «холодных» вмещающих пород.

Отсутствие химической зональности в арсенопиритах из золотоносных кварцевых жил указывает на порододоминирующий режим гидротермальной системы (по [7]), когда рудообразование происходит в ус-

ловиях крайне низких термобарических градиентов. Именно этим можно объяснить значительно большую крупность кристаллов арсенопирита в кварцевых жилах, чем в сульфидно-вкрапленных зонах. И именно этим, скорее всего, объясняется различная крупность самородного золота в рудах золотокварцевого и золотосульфидного типов.

Следует также обратить внимание на сходство отношения As/S в центральной части игольчатых кристаллов из сульфидно-вкрапленных руд (1,94) со средними значениями этого отношения в уплощеннопризматических (1,94) и псевдодипирамидальных (1,87) арсенопиритах из кварцевожилых руд. Это может свидетельствовать о порододоминирующем режиме гидротермальной системы в самом начале проявления мезозойской тектоно-магматической активизации, быстро сменяющимся флюидодоминирующим режимом.

Уплощеннопризматические и псевдодипирамидальные арсенопириты из золотокварцевых руд, хотя и не намного, но также отличаются между собой по химическому составу. В первых отношении As/S составляет 1,94; в последних – 1,87, что связано с более высокой активностью S . Если учесть что первый тип арсенопирита распространен в кварцевых жилах восточной части рудного поля, а второй – в западной, расположенной на 1,5 км выше по стратиграфическому разрезу, то на таком расстоянии по вертикали, даже при крайне низких термобарических градиентах, следует ожидать заметных изменений параметров рудоносной гидротермальной системы. Это подтверждается и изменениями кристалломорфологических особенностей арсенопирита по вертикали, которые по данным [6] связаны с изменением pH растворов от щелочных к нейтральным.

Таким образом, формирование кварцевожильного оруденения происходило в условиях крайне низких термобарических градиентов, что свойственно метаморфогенно-гидротермальному рудообразованию. Формирование сульфидновкрапленных руд происходило в близповерхностных условиях быстрого снижения температуры рудогенеза при резко возрастающей активности серы, что свойственно магматогенно-гидротермальному рудообразованию.

Литература:

1. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС. 2001. 222 с.

2. Емкужев А.С., Парада С.Г., Столяров В.В., Тарасов В.А. Опыт применения крупномасштабной магнитной съемки при поисках золотого оруденения в восточной части Передового хребта // Геология и геофизика Юга России. 2013. №3. С. 3–19.

3. Парада С.Г. Влияние глубины расчленения рельефа на гранулометрический состав золота в россыпях // Геоморфология. 2008. № 4. С. 48–54.

4. Парада С.Г., Рожков С.С. Метаморфогенная зональность золото-кварцевого оруденения малосульфидной формации // *Мінералогічний журнал*. 2003. Т. 25. № 4. С. 119–124.

5. Пискунов Ю.Г., Степанов В.А. Перспективы коренной золотоносности Софийского рудно-россыпного узла // Региональные проблемы. 2005. № 6–7. С. 39–45.

6. Попов В. А. Практическая кристалломорфология минералов. // Тр. Ильмен. гос. заповедн., 1976, вып.14. С. 51–68.

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

8. Шубин Ю.П., Горовой А.Ф. Типоморфизм арсенопирита Северной антиклинали Донбасса. В сб.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Новочеркасск: Набл., 1999. Т. 1. С. 254–257.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА И АРСЕНОПИРИТА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКОГО РАЙОНА

Полуфунтикова Л.И.^{1,2}, Фридовский В.Ю.^{2,1}, Кудрин М.В.²

¹*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; pli07@list.ru*

Пирит и арсенопирит являются наиболее широко распространенными минералами орогенного типа золоторудных месторождений, изучение которых позволяет выяснять особенности эволюции и критерии продуктивности рудообразующих систем, решить проблему источника (источников) золота [2, 4, 5]. Пирит образуется при осадочно-диагенетических процессах, вместе с арсенопиритом формиру-

ется в метаморфогенно-гидротермальных и плутоногенных месторождениях золота. Объектами исследований были золоторудные месторождения Верхне-Индигорского района, в пределах которых проводятся геолого-разведочные работы (Базовское, Малотарынское, Хангаласское). Оруденение локализуется в многоэтапно активизированных межслоевых срывах и продольно секущих минерализованных зонах дробления и смятия, представленных системами надвигов, осложненных поздними сдвиговыми деформациями [6, 7, 8]. В разных объемах на месторождениях проявлена полихронная гидротермально-метаморфогенная кварц-хлорит-карбонатная, золото-висмутовая, малосульфидная золото-кварцевая, бертьерит-антимонитовая и серебро-сурьмяная минерализация.

Для золоторудного этапа минералообразования изученных месторождений характерен ряд минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга: пирит-арсенопирит-кварцевая метасоматическая, пирит-арсенопирит-кварцевая жильная, халькопирит-сфалерит-галенитовая (продуктивная), сульфосольно-карбонатная [2]. До 90% рудных минералов составляют пирит и арсенопирит нескольких генераций. В результате гидротермально-метаморфогенных процессов, в околорудном пространстве формируется вкрапленная минерализация идиоморфных зерен пирита и арсенопирита I генерации. Наряду с отдельными метакристаллами часто наблюдаются сростки и взаимные прорастания зерен, что характеризует минералы как близ одновременные. Первично идиоморфные зерна часто катаклазированы, содержат микровключения более поздних минералов и подвержены гипергенным изменениям. Для околорудных метасоматитов характерно преобладание пирита над арсенопиритом с постепенным изменением соотношения по мере приближения к рудным зонам. Пирит и арсенопирит II генерации являются сокварцевыми и наблюдаются в нем в виде вкрапленников, пятен и гнездообразных обособлений. Разнозернистые агрегаты часто катаклазированы, трещины заполнены галенитом, сфалеритом и золотом, по границам зерен развиты коррозионные зональные микротекстуры разъедания.

Изучен химический состав ранних сульфидов. Значения соотношения S/Fe в проанализированном объеме пиритов имеют одномодальное распределение (рис. 1). Для метасоматических пиритов характерен избыток серы, а в жильных пиритах часто наблюдается ее недостаток. Пириты с соотношением $1,95 \leq S/Fe \leq 2,05$ составляют 78% проанализированных зерен, для таких пиритов характерно максимальное количество микропримесей, включая Au.

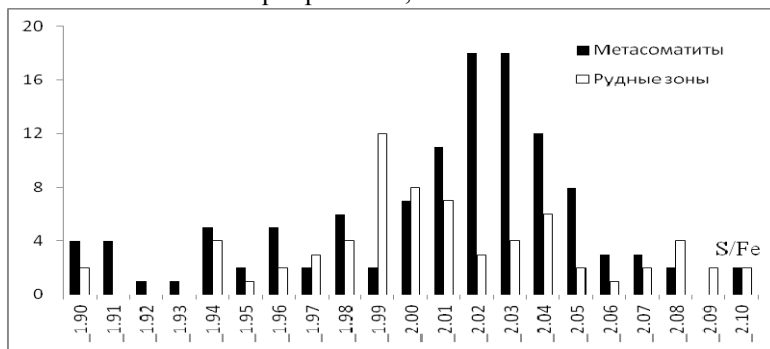


Рис. 1. Распределение соотношения Fe/S в пирите из околорудных метасоматитов и рудных зон

В составе пирита фиксируется постоянная микропримесь Co (min – 0,025 мас.%; max – 0,289 мас.%, при среднем содержании $C_{Co} = 0,066$ мас.%), реже As (min – 0,009 мас.%; max – 1,18 мас.%, при среднем содержании $C_{As} = 0,45$ мас.%) и Ni (min – 0,001 мас.%; max – 0,047 мас.%, при среднем содержании $C_{Ni} = 0,014$ мас.%) (табл.).

Для пиритов из рудных зон также характерны микропримеси Sb и Zn, а для пиритов из метасоматитов – Au. Одним из критериев, отражающих генезис пирита, является величина кобальт-никелевого соотношения. Во всех проанализированных образцах соотношение $Co/Ni > 1$, что характерно для гидротермального пирита золоторудных месторождений (рис. 2) [1].

Таблица

Средний химический состав ранних сульфидов, мас. %

| Пириты | | | | | | | | | | |
|---------------------------|---------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| N | № зн. | Fe | S | As | Sb | Co | Ni | Cu | Zn | Au |
| Малый Тарын, метасоматиты | max | 45,12 | 52,43 | 0,025 | | 0,025 | 0,001 | 0,002 | | 0,006 |
| | min | 46,31 | 54,13 | 1,18 | | 0,075 | 0,045 | 0,031 | | 0,42 |
| | среднее | 45,74 | 53,31 | 0,53 | | 0,05 | 0,01 | 0,01 | | 0,13 |
| Малый Тарын, рудная зона | max | 45,12 | 52,43 | 0,009 | 0,002 | 0,041 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | |
| | min | 46,31 | 54,13 | 0,523 | 0,063 | 0,289 | 0,047 | 0,031 | 0,028 | |
| | среднее | 45,867 | 53,159 | 0,182 | 0,025 | 0,071 | 0,019 | 0,029 | 0,011 | |
| Хангаласская рудная зона | max | 45,12 | 52,43 | 0,079 | 0,002 | 0,035 | 0,002 | 0,009 | 0,01 | |
| | min | 46,31 | 54,13 | 0,125 | 0,063 | 0,051 | 0,018 | 0,099 | 0 | |
| | среднее | 46,637 | 53,840 | 0,102 | 0,049 | 0,045 | 0,011 | 0,039 | 0,005 | |
| Арсенопириты | | | | | | | | | | |
| Малый Тарын рудная зона | max | 33,44 | 19,77 | 43,88 | 0,01 | 0,012 | 0,004 | | 0,003 | |
| | min | 34,99 | 20,78 | 45,4 | 0,25 | 0,232 | 0,027 | | 0,007 | |
| | среднее | 34,13 | 20,25 | 44,66 | 0,07 | 0,04 | 0,01 | | 0,01 | |
| Хангаласская рудная зона | max | 34,24 | 20,88 | 43,79 | 0,048 | 0,002 | 0,016 | 0,002 | 0,09 | |
| | min | 33,36 | 22,33 | 45,52 | 0,125 | 0,097 | 0,029 | 0,787 | 0 | |
| | среднее | 33,83 | 21,69 | 44,79 | 0,09 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | |
| Базовское, рудная зона | min | 33,44 | 20,18 | 43,88 | 0,018 | 0,025 | 0,004 | 0,001 | 0,002 | |
| | max | 34,99 | 21,67 | 46,07 | 0,151 | 0,128 | 0,105 | 0,015 | 0,007 | |
| | среднее | 34,37 | 20,79 | 44,93 | 0,07 | 0,04 | 0,041 | 0,005 | 0,005 | |

Примечание: Анализы выполнены в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. Микроанализатор Camebax-micro. Аналитик - Антипина Н.М.

В составе арсенопирита по результатам рентгено-спектрального микроанализа постоянно фиксируются примеси Co (min – 0,002 мас.%; max – 0,232 мас.%, при среднем содержании C_{Co} – 0,004 мас.%) и Sb (min – 0,002 мас.%; max – 0,151 мас.%, при среднем со-

держании $C_{Co} - 0,008$ мас.%. В 12-15 % проанализированных зерен отмечаются микропримеси Ni, Cu и Zn.

Одной из типоморфных характеристик арсенопирита, позволяющей судить об условиях его формирования, является сернистость-мышьяковистость арсенопирита (S/As ф.е.). На изученных месторождениях метасоматический арсенопирит более сернистый, отношение S/As в среднем составляет 1,16. Для жильного арсенопирит соотношение ближе к стехиометрическому, в среднем – 1,06. Сернистый арсенопирит характерен для золото-кварцевых месторождений [2], а высокие значения соотношения свидетельствуют о малоглубинных условиях его формирования.

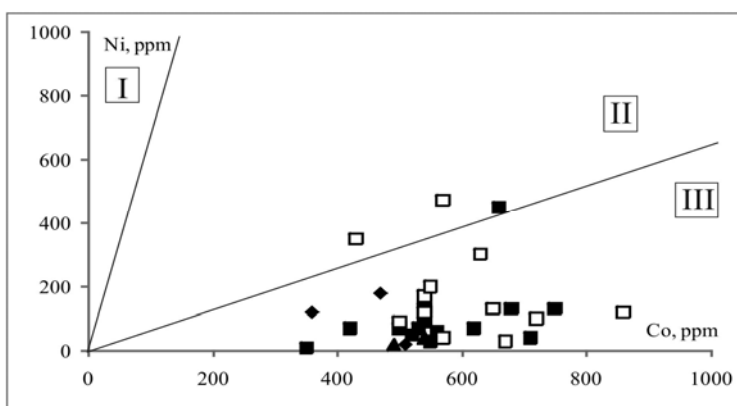


Рис. 2. Диаграмма распределения кобальт-никелевого соотношения в пиритах из метасоматитов [1]

I – зона развития осадочного диагенетического пирита ($Co/Ni < 0,1$); II – зона развития гидротермального (незолоторудного) пирита ($Co/Ni = 0,1-1,5$); III – зона, характерная для пиритов золоторудных месторождений ($Co/Ni = 1,5-10$). Фигуративные точки: квадраты – Малотарыньское месторождение; треугольники – месторождение Базовское; ромбы – месторождение Хангаласс. Белые – пириты из околорудных метасоматитов; черные – пириты из рудных зон.

Вариации содержаний As и S на графике представляют тренд обратной корреляции, соответствующий золотоносным арсенопиритам

(рис.3). Для арсенопиритов рудных зон в большинстве характерен более выдержанный состав (в мас. %, S – 20–22; As – 43–46), для метасоматического арсенопирита содержание серы и мышьяка варьируют в достаточно широком диапазоне состав (в мас. %, S – 19–24; As – 40–47).

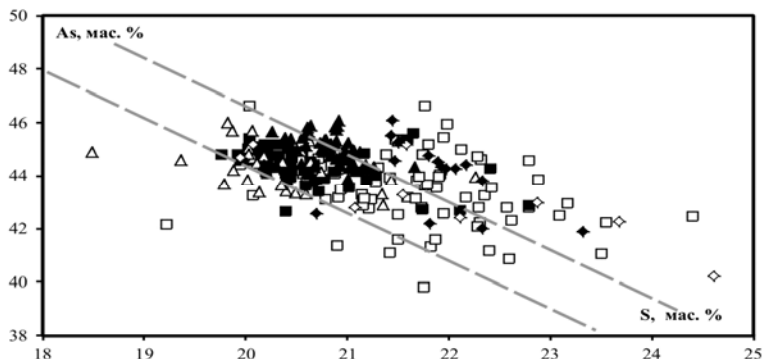


Рис. 3. Вариации содержаний As и S в различных типах арсенопирита. Фигуративные точки: квадраты – Малотарыньское месторождение; треугольники – месторождение Базовское; ромбы – месторождение Хангаласс. Белые – арсенопириты из околорудных метасоматитов; черные – арсенопириты из рудных зон.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 p_восток_a).

Литература:

1. Азовскова О.Б., Уточкина Н.В., Зубова Т.П. Геохимические особенности пирита и марказита их кор выветривания и «древних» рыхлых отложений Актайской площади (Северный Урал)// Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161. 2014. С. 238–245.
2. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. Москва: ГЕОС. 2001. 221 с.
3. Ковалев К.Р. и др. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана // Геология и геофизика. 2011. Т.52. № 2. С. 225–242.

4. Паленова Е.Е., Белогуб Е. В., Плотинская О. Ю., Новоселов К. А., Масленников В. В., Котляров В. А., Блинов И. А., Кузьменко А. А., Грибоедова И. Г. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РМСА и ЛА-ИСП-МС // Геология рудных месторождений. 2015. Т.57. № 1. С. 71–92

5. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхнеколымского региона. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2007. 107 с.

6. Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Деформационные структуры Хангаласского рудного узла // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2015. С. 537–540.

7. Фридовский В. Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л. И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 9. № 4. С. 274–286.

8. Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология 2010. №4. С. 39–45.

ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ НИКОЛАЕВСКОГО СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рогулина Л.И.

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск,
rogulina@mail.ru*

Применение высоко локальных современных методов анализа (РСМА, ЭМДЭС и др.) наряду с традиционными химическими и минералогическими позволяет изучить элементы примеси, их пределы нахождения в минералах и рудах. Анализ полученных данных позволяет сделать заключение о величинах физико-химических параметров и содержаний элементов в минералообразующих средах. Кроме того,

по-прежнему актуальными остаются вопросы комплексного извлечения полезного ископаемого.

Геология месторождения и вещественный состав руд Николаевского скарнового Ag-Pb-Zn месторождения, распределение элементов примесей в рудах и минералах детально исследовался автором [1, 2]. Целью настоящей работы является изучение элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах скарнового Николаевского Ag-Pb-Zn месторождения Дальнегорского рудного района.

Для этого были отобраны пробы на различных горизонтах месторождения по вертикали: (+550) поверхность жилы Северо-Западной; скарновое оруденение на горизонтах (-220), (-265), (-320), (-420), представленное сульфидно-геденбергитовыми (залежь Восток 1), кварц-карбонат-сульфидными (залежи Харьковская, Жерловая) рудами и окolorудными метасоматитами кварц-хлорит-серицитового состава. Материал проб изучался химическим, петрографическим, минералогическим и РФЭ-спектроскопическим методами. Содержание платиноидов химическим методом определялись в ИГиП ДВО РАН: в руде – методом сплавления, растворением королька концентрата на Ni штейн и замерах на Hitachi-150; в рудных минералах – методом растворения в царской водке, замерах на Solaar M6 и Hitachi-150. Исследования химического состава методом РФЭС проводились по полированным шлифам на рентгеновском фотоэлектронном спектрометре системы «K-Alpha» в Кабардино-Балкарском государственном университете. Энергия связи определялась с точностью ± 0.1 эВ, а количественное содержание компонентов меньше 1 ат. %. Для компенсации зарядового смещения положений фотоэлектронных пиков использовалась компенсирующая, низкоэнергетическая электронная пушка. Спектральные линии элементов калибровались по положению линии углерода C1s с энергией связи 284,7 эВ. После загрузки образца и установления рабочего вакуума в камере, снимали обзорный спектр с поверхности неочищенного образца. Затем, производилось травление поверхности ионами аргона с энергией 3000 эВ в течение 20 минут, после чего изменение уровней основных пиков не наблюдалось. А измеренные после этого составы образцов можно было от-

нести к объему. Элементный состав образцов был изучен по методике, включающей снятие обзорного спектра, идентификации наиболее интенсивных пиков на обзорном спектре. Далее производилась идентификация менее интенсивных пиков этих же элементов. Таким образом, наличие того или иного элемента в образце устанавливалось обнаружением основных и второстепенных пиков изучаемого элемента. Для более точного установления принадлежности всех пиков данному элементу, снимались спектры высокого разрешения интересующих нас участков обзорного спектра. Количественный анализ производился методом расшифровки спектров высокого разрешения основных пиков элементов в областях их возможного нахождения. Интегрирование спектральных линий проводилось с вычитанием фоновой составляющей методом Ширли. РФЭ-спектральные линии элементов идентифицировались с использованием баз РФЭ-спектров [3, 4].

В результате химических исследований установлены повышенные содержания Pt и Pd в руде жильной Северо-Западной зоны и в главных рудообразующих минералах скарновых залежей Николаевского месторождения (табл. 1).

Значимые содержания Pt обнаружены в галенитах и сфалеритах основной скарновой залежи, залегающей на границе известняков и кислых вулканитов Восток-1, а также в глыбовых скарновых телах Харьковское, Жерловое. Глыбовые рудные тела представлены скарнированными глыбами известняков, расположенных гипсометрически выше основной скарновой залежи в туфах риолитов. Палладий химическим методом отмечен в галенитах рудных тел Восток-1, Жерловое, в пирротине Жерлового рудного тела и в руде зоны Северо-Западной, вскрытой поверхностными горными выработками над скарновыми рудными телами в штоке габбро-диоритов и риолитах.

РФЭС исследования химического состава образцов руды показали, что в них содержатся: Ca, Al, S, K, Na, Zn, Pb, Fe, Mn, Mo, F, O, C, N, I. Платиноидная (Pd) минерализация обнаружена в образце, отобранном на контакте залежи Восток-1 с вулканитами (гор - 320 м) в количестве 0.11 атомных %, относительно остальных компонентов образца (рис. 1 а, б). Присутствие F, I, N в образцах является, вероятно, ос-

таточной концентрацией неструктурированного гидротермального раствора, что указывает на участие этих элементов в рудоотложении.

Таблица 1

Содержание платиноидов в руде и рудных минералах
Николаевского месторождения (ppm)

| № п/п | № пробы | Материал, место отбора | Pt | Pd | Rh | Николаевское мест-ие |
|-------|-----------|--|--------------|--------------|------|----------------------|
| 1* | Н-СЗ | руда, зона Северо-Западная, карьер | ≤0.05 | 0.34 | - | жильное Ag-Pb-Zn |
| 2** | Н-129-г | галенит, залежь Восток, гор. - 420 | 0.068 | 1.32 | ≤0.1 | скарновое Ag-Pb-Zn |
| 3** | Н-130-г | галенит, -«-, -«- | 0.153 | 0.015 | ≤0.1 | |
| 4** | Н-130-с | сфалерит, -«-, -«- | 0.322 | 0.013 | ≤0.1 | |
| 5** | Н-131-с | сфалерит, залежь Харьковская, гор.- 420, | 0.103 | 0.023 | ≤0.1 | |
| 6** | Н-132-г | галенит, залежь Жерловая, гор. - 270 | 0.322 | 0.236 | ≤0.1 | |
| 7** | Н-132-с | сфалерит, -«-, -«- | 0.463 | 0.022 | ≤0.1 | |
| 8** | Н-132-пир | Пирротин в сростках с арсениопиритом, -«-, -«- | 0.245 | 0.880 | ≤0.1 | |

Примечание: анализы выполнены * - методом сплавления, растворением концентрата на Ni штейн и замерах на Hitachi-150; ** - методом растворения в царской водке, замерах на Solaar M6 и Hitachi-150. Прочерк - элемент не определялся.

Образец, содержащий Pd, представляет собой кварц-хлорит-серицитовый метасоматит по туфам риолитов с гнездовой вкрапленностью сульфидов (45 %): пирит – 35 %; халькопирит – 5 %; пирротин, сфалерит, галенит, ильменит - 5 %. Кроме того, петрографически в нём отмечено углеродистое вещество в форме изогнутых ксеноморфных пластин. Значительное содержание углерода в этом образце отмечено РФЭ-спектроскопией (C=59.46 атомных %) (табл. 2).

Таким образом, присутствие платиноидной минерализации на Николаевском месторождении в ассоциации с углеродом отмечено химическим и РФЭ-спектрографическим методами исследования. Ранними работами, выполненными в ДВГИ ДВО РАН Казаченко В.Т., в

пробе, отобранной из карьера зоны №1 жильного Майминовского Ag-Pb-Zn месторождения, расположенного в восточной части Дальнегорского рудного поля, масс-спектроскопическим методом с индуцированной плазмой выявлено содержание Au – 0,72г/т, Pt – 3,38 – г/т, Pd – 4,85 г/т.

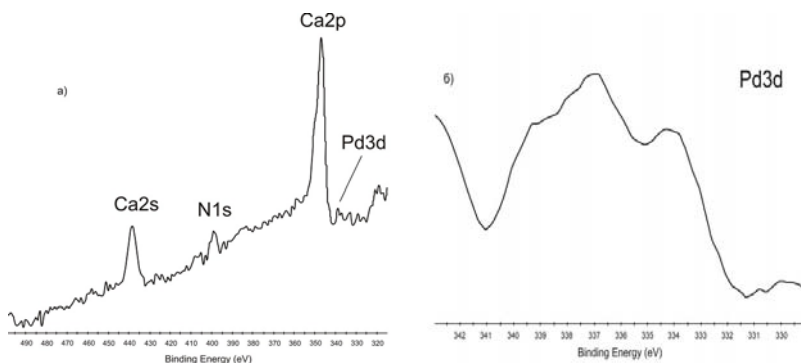


Рис.1 Спектры режима высокого разрешения (энергия пропускания анализатора 100эВ, шаг сканирования 1эВ):
 а –от 320 до 500 эВ; б – от 320 до 343 эВ.

Таблица 2

Пики элементов и относительное содержание в атомных процентах образца с содержанием Pd (Н-9934).

| Элемент | Энергия связи | Атомные% |
|---------|---------------|----------|
| Al2p | 74.81 | 2.59 |
| Si2p | 79.74 | 2.52 |
| C1s | 285.05 | 59.46 |
| Ca2p | 346.94 | 1.86 |
| N1s | 399.9 | 0.62 |
| O1s | 531.62 | 15.46 |
| Fe2p | 710.28 | 17.38 |
| Pd3d | 337.29 | 0.11 |

Обнаружение платиноидной минерализации в месторождениях Дальнегорского рудного района является практическим аспектом исследований и указывает на необходимость дальнейшего изучения

распределения и форм вхождения платиноидов в рудах с генетических позиций и с целью выяснения возможности комплексного извлечения полезного ископаемого.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ №16-05-00069.

Литература:

1. Рогулина Л.И., Кропотин В.А., Воропаева Е.Н. Распределение редких элементов, висмута и серебра в рудах и концентратах Николаевского скарново-полиметаллического месторождения (Дальнегорск, Приморье) // Литосфера. 2007, № 3. С. 109-115.

2. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л. Николаевское скарново-полиметаллическое месторождение (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2008, том 50, №1. С. 67-82.

3. PDF Handbooks of Monochromatic XPS Spectra. Volume 1 - The Elements and Native Oxides. By B. Vincent Crist, Ph.D.-1999 XPS International, LLC.

4. PDF Handbooks of Monochromatic XPS Spectra. Volume 2 - Commercially Pure Binary Oxides. By B. Vincent Crist, Ph.D.-1999 XPS International. LLC.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОСНОВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МИКРОЗОНДОВОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Рогулина Л.И.¹, Невструев В.Г.², Воропаева Е.Н.¹.

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН,
г. Благовещенск; rogulina@mail.ru*

Изучение естественных минеральных фаз, характерных для рудообразующих процессов с целью определения распределения концентраций микроэлементов в минерале является актуальным, так как позволяет получить корректную информацию о параметрах минералообразования и содержаниях микроэлементов во флюидной фазе, а также возможности их попутного извлечения.

Исследовалась поверхность оптически мономинеральных кристаллов основных рудных минералов галенита и сфалерита штокверковой

зоны Загадка Майминовского Ag-Pb-Zn жильного месторождения Дальнегорского рудного района.

Майминовское месторождение расположено к северо-востоку от г. Дальнегорск Приморского края и находится в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского плутоно-вулканогенного пояса среди нижнемеловых терригенных флишоидных пород Таухинского террейна, представленных алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов. На севере и в центральной части месторождения толща осадочных пород незначительно перекрыта верхнемеловыми эффузивами кислого состава.

Площадь месторождения приурочена к Арцевской рудоносной структуре ограниченной двумя крупными нарушениями: субмеридиональным Монамаховским сдвигом и северо-западной Смысловской ослабленной зоной. В её пределах широко развиты разломы северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направлений. К последним, как правило, приурочены рудные тела.

На Майминовском месторождении разведано более 30 жильных рудных тел в осадочных породах, разрабатывается 13. Простираение рудных тел северо-западное с углами падения 56-80 градусов на северо-восток, реже на юго-запад. Форма рудных тел сложная, тела представлены сочетанием кварц-сульфидных жил различной мощности с мелкими прожилками в зоне дроблённых метасоматитов. Кроме того, к СВ от эшелонированных расположенных жильных рудных тел находится не выходящая на поверхность штокверковая зона Загадка. Минеральный состав и сереброносность Майминовского месторождения, а также особенности штокверковой минерализации, исследованы нами ранее [1, 2, 3].

Минеральные включения на поверхности зёрен галенита и сфалерита изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 LMN, фирмы TESCAN с энергодисперсионным рентгеновским анализатором X-Max80 в ИТиГ ДВО РАН (Хабаровск). Выполнено 80 определений матрицы и микровключений в галените и сфалерите.

Результаты исследований показали, что характерной особенностью галенитов проанализированных проб является непостоянное присутствие Ti, Fe, Cu, Mn, Bi, As, Sb, причём Sb и Ti отмечены в га-

лените на штольневом горизонте (+500 м), а Вi в скважине, пробуренной из штольни (+400 м). Ранее Вi в минералах и рудах Майминовского месторождения нами не обнаруживался. На поверхности галенита развиваются игольчатые микрокристаллы и плёнки арсенопирита (рис. 1 а, б), полевых шпатов, хлорита. Марганец, вероятнее всего, связан с кислородом и образует плёнки на поверхности кристаллов. В сфалерите постоянно присутствует примесь Fe, Na, Si, реже Mn, Al.

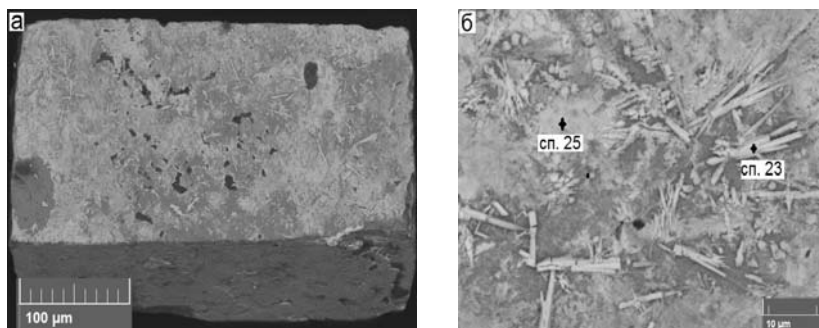


Рис. 1. Арсенопирит на поверхности кристалла галенита (скважина № 225-12): а – общий вид, б – игольчатые кристаллы (сп. 23) и ксеноморфные плёнки (сп. 25) арсенопирита, номера спектров соответствуют таблице (VEGA 3 LMH TESCAN).

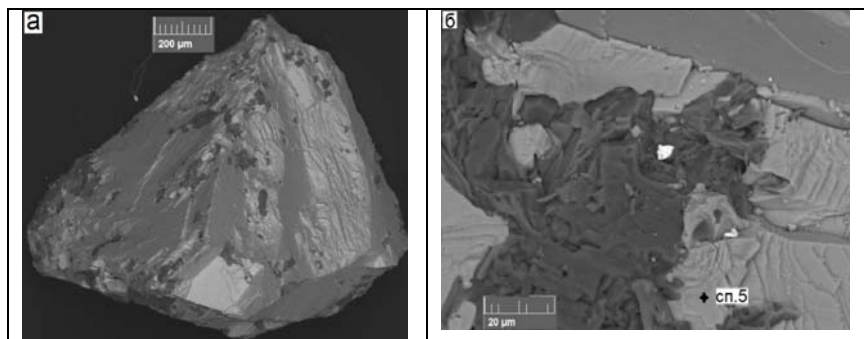


Рис. 2. Микровключения кварца (чёрное) в сфалерите (скважина № 225-21): а – общий вид, б – спектр сфалерита (сп. 5) с примесью Mn и Cd, номер спектра соответствует таблице (VEGA 3 LMH TESCAN).

Железо в основном обусловлено эмульсионной вкрапленностью пирротина; Na, Si, Al, Mn – минеральными плёнками полевых шпатов, хлорита, оксида. Кадмий, входящий в кристаллическую структуру сфалерита, отмечен только в скважине (рис. 2 а, б). В таблице (табл.) приведены выборочные данные образцов, отобранных из подземных скважин, которые демонстрируют присутствие фазовых образований в кристаллах. Из расчётов концентраций были исключены кислород и углерод.

Установлено, что на поверхности минералов существуют структурные (Cd в сфалерите) и неструктурные примеси: Bi, Cu, Mn, Ti в галените, а также Fe, Na, Si, Al в галените и сфалерите. Выявленные примеси микроэлементов являются принципиально различными.

Их концентрация и формы выделения подчиняются разным физико-химическими законами. Структурная составляющая примеси микроэлементов в минеральных матрицах представляет собой значительно недосыщенный твёрдый раствор и строго подчиняется законам термодинамики смешения компонентов в твёрдом теле. Неструктурные примеси в природных образцах подвержены явлениям распада твёрдого раствора, ретроградным реакциям и низкотемпературной перекристаллизации [5], что отчётливо видно на рисунках более высокого размерного уровня в сравнении с оптико-минералогическим анализом. Результаты спектроскопического исследования не позволяют однозначно определить минеральную форму нахождения Ti, вероятно он входит в минеральную фазу плёночного типа, выделившуюся на поверхности зёрен галенита в приповерхностных горизонтах гидротермальной системы [4]. Хлор является, скорее всего, остаточной концентрацией гидротермального раствора, что указывает на участие этого элемента в рудоотложении.

Полученные результаты по содержанию элементов примесей позволяют сделать вывод о существовании минеральных плёнок по поверхности кристаллов и микровключений в кристаллах. Первые, вероятно, образуются в зоне гипергенеза гидротермальных месторождений и говорят о влиянии глубинных металлоносных флюидов на поверхностные горизонты. Вторые – собственные фазы микроэлементов отражают геохимическую реальность, состоящую в разнообразии форм находке-

ния элементов в рудах и минералах. Распределение микроэлементов управляется физико-химическими законами минералообразования в совместно образовавшихся фазах.

Таблица

Содержание микроэлементов на поверхности кристаллов галенита и сфалерита штокверка Загадка Майминового месторождения

| № п/п | спе ктр | Элементы в масс. % | | | | | | | | |
|---------------------------|------------|--------------------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|------|
| | | Pb | Zn | S | Fe | Bi | Cu | Mn | As | Cl |
| Галенит, скважина 225-12 | | | | | | | | | | |
| 1 | 14 | 81.12 | | 11.13 | | 7.75 | | | | |
| 2 | 15 | 79.03 | | 10.04 | | 7.74 | | | | |
| 3 | 20 | 65.61 | | 4.85 | 16.60 | | 1.73 | | 8.50 | 1.91 |
| 4 | 21 | 26.64 | | 14.08 | 26.42 | | 1.14 | | 27.37 | |
| 5 | 22 | 76.63 | | 1.86 | 7.74 | | 1.53 | | 10.18 | 2.06 |
| 6 | 23 | 69.44 | | 4.44 | 11.61 | | 2.42 | | 10.45 | 1.26 |
| 7 | 25 | 60.77 | | 4.90 | 11.90 | | 1.01 | | 20.07 | 1.35 |
| 8 | 28 | 86.47 | | 11.33 | 1.78 | | | | 0.43 | |
| 9 | 29 | 12.77 | | 18.41 | 30.14 | | 0.87 | | 35.79 | |
| 10 | 30 | 31.63 | | 13.05 | 29.08 | | 2.58 | | 22.66 | |
| 11 | 32 | 40.72 | 0.70 | 11.43 | 20.59 | | 1.42 | | 24.35 | 0.79 |
| Сфалерит, скважина 225-21 | | | | | | | | | | |
| | | Pb | Zn | S | Fe | Cd | Al | Mn | Na | Si |
| 1 | 5 | | 51.60 | 32.16 | 5.88 | 0.71 | 0.33 | 5.88 | 7.96 | 0.76 |
| 2 | 8 | | 55.06 | 30.90 | 6.15 | | | 6.15 | 6.49 | 0.92 |
| 3 | 16 | | 55.71 | 30.87 | 5.90 | | | 5.90 | 6.95 | |

Примечание: №№ 3-11 – игольчатые кристаллы и плёнки арсенирита в матрице галенита.

Наличие значительного количества неструктурной примеси в природных образцах зоны Загадка Майминового месторождения (минеральные плёнки и микровключения), вероятно, будет влиять на показатели извлечения полезного ископаемого и качество концентрата.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ДВО РАН №15-1-2-094.

Литература:

1. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометаллическая минерализация полиметаллических руд Майминового месторождения (Приморье) // Записки РМО. 2010. Ч. 138. Вып. 5. С. 29–40.

2. Рогулина Л.И., Теребило В.И., Невструев В.Г., Воропаева Е.Н. Особенности штокверковой рудной минерализации Майминовского месторождения (Приморье) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России», 31 марта-2 апреля 2015. Якутск: Изд. Дом СВФУ. 2015. С. 401–404.

3. Рогулина Л.И. Сравнительная характеристика жильного и штокверкового оруденения Майминовского месторождения (Приморье) // Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле», 08-10 апреля 2015. Москва. МГРИ-РГГУ. Доклады /ред. колл. В.И. Лисов, В.А. Касьянов, О.С. Брюховецкий/. – Т. 1 М.: МГРИ-РГГУ. 2015. С. 394-395.

4. Рычагов С.Н., Щегольков Ю.В. Минеральные новообразования на поверхности зёрен пирита Нижне-Кошелевской геотермальной аномалии, Южная Камчатка. // Руды и металлы. №2. 2011. С. 52–57.

5. Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Акимов В.В., Липко С.В., Смагунов Н.В., Пархоменко И.Ю.. Микроэлементы, как индикаторы физико-химических условий минералообразования в гидротермальных сульфидных системах. / Геология и геофизика. 2013. Т 54. №5. С. 687–706.

**СТАНДАРТ ОТЧЕТА 43–101 – ИНСТРУМЕНТ
ПОДТВЕРЖДЕНИЯ ДОСТОВЕРНОСТИ ЗАПАСОВ
ДЛЯ ИНВЕСТОРОВ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СЕРЕБРА ВЕРТИКАЛЬНОЕ
(ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ, ЯКУТИЯ)**

Саввинова Л.А.

Акционерное Общество «Прогноз», г. Якутск; Savv1@mail.ru

Задача юниорных компаний – геологическое изучение недр с целью поиска полезных ископаемых и открытия месторождения, привлечение инвестиций и развитие технологий в геологоразведке. Минэкономразвития России в 2016 г. подготовило концепцию развития юниорных геологоразведочных компаний в России [4], а в стратегии развития геологоразведочной отрасли России до 2030 года – это одна из приоритетных задач [2].

В России уже успешно работают иностранные компании, которые привлекают инвестиции с международных рынков капитала. И один из таких проектов находится в Якутии, это Акционерное общество «Прогноз», проводящее с 2004 года геологоразведочные работы на Эндыбальской перспективной площади в Кобяйском улусе Республики Саха (Якутия). За этот период было разведано и открыто месторождение серебра Вертикальное Мангазейского рудного поля (запасы C1+C2 1147 тонн со средним содержанием Ag 633 г/т). В настоящее время на этом объекте проводится проектирование и строительство горно-перерабатывающего комплекса.

Компания SilverBearResources (100% акций АО «Прогноз») привлекает инвестиции с международных рынков, так как зарегистрирована на бирже в г. Торонто, Канада, которая служит одним из наиболее успешных примеров развития рынков капитала для горнодобывающей отрасли, перспективного сектора экономики для России и Якутии в том числе. С 2005 по 2009 гг. 82% всех сделок с акциями горнодобывающих компаний были заключены на площадках канадских бирж. Во многом это обусловлено строгой нормативно-правовой базой, включая стандарт 43–101, определяющий нормы раскрытия информации по ресурсам и запасам полезных ископаемых [1].

В помощь инвесторам, желающим вложить средства в компании горнодобывающей отрасли, в Канаде принят нормативный акт, называемый стандарт 43–101, который содержит правила и рекомендации по раскрытию геотехнической информации.

Этот стандарт разработан Ассоциацией канадских администраторов ценных бумаг. За его соблюдением следят комиссии по ценным бумагам на уровне провинций. Стандарт определяет, как эмитенты должны раскрывать для широкой публики научную и техническую информацию о своих проектах по разведке и добыче минерального сырья. Он гарантирует инвесторам разумный уровень уверенности в том, что предоставляемая информация является максимально достоверной и правдивой. Любая горнодобывающая компания, прошедшая листинг на канадской бирже или торгуемая на внебиржевом

рынке, должна отчитываться в соответствии с требованиями 43–101 не только в Канаде, но и во всем мире. Технический отчет 43–101 устанавливает стандарты для устных заявлений, письменных документов, презентаций. Он требует, чтобы все раскрытие информации происходило на основании советов квалифицированного лица, авторитетным профессионалом, хорошо знающим участок недр, о котором идет речь, и имеющим опыт и квалификацию для того, чтобы делать заявления, содержащиеся в отчете.

Часто от квалифицированного лица не требуют быть автором отчета, а лишь необходимо засвидетельствовать, что, по его мнению, отчет соответствует требованиям стандарта 43–101, включая информацию о том, что данное лицо проверило раскрываемую информацию, в том числе пробы, результаты анализов и тестов, на основе которых составлена информация. Это вопрос профессиональной этики, связанный еще и с возможными юридическими рисками, так как ложные заявления квалифицированного лица могут привести к санкциям на уровне международного законодательства.

Требования к квалифицированному лицу для стандарта 43–101 определяются как геолог, геофизик, горный инженер:

1. С опытом работы не менее 5 лет в сфере геологоразведки, освоения месторождений или эксплуатации рудников, или оценке проектов по добыче ПИ, или любого сочетания перечисленной деятельности;

2. Имеющий опыт работы, соответствующий профилю конкретного проекта по разработке полезных ископаемых и технического отчета;

3. Находящийся на хорошем счету в профессиональной ассоциации и, в случае, если речь идет об иностранной ассоциации, пользующийся авторитетом внутри этой ассоциации.

АО «Прогноз» проводит оценку своих объектов по канадскому стандарту с 2008 года [3]. Отчет 43–101 разрабатывается совместно специалистами компании и независимой консалтинговой компанией. Подсчет запасов серебра производится независимым экспертом, что существенно повышает их достоверность.

Независимый эксперт для подтверждения геологоразведочных работ выезжает на участок, осматривает керн, дубликаты проб, места расположения скважин и составляет соответствующий «независимый» отчет. Перед производством работ эксперт также на участке проводит осмотр склада –кернаохранилища, цеха пробоподготовки, оборудование и делает заключение о соответствии стандарту 43–101. Особое внимание уделяется цеху пробоподготовки с целью исключения заражения проб. Контроль качества проводится с использованием стандартных образцов Geostat.

Таким образом, начиная с 2004 года, компания ЗАО «Прогноз», а сейчас АО «Прогноз» успешно выполнило функцию «юниорной компании», проведя поиски и разведку месторождения серебра Вертикальное. На разных стадиях работ в 2009, 2011, 2013 и 2016 годах были получены независимые экспертизы по стандарту 43–101, что позволило привлекать стабильные инвестиции с международных рынков капитала на всех стадиях работ. Сегодня завершается проектирование строительства горно-перерабатывающего комплекса, и в скором времени ожидается начало производства первого серебра на территории Западного Верхоянья.

Литература:

1. Привлечение иностранных инвестиций в горнодобывающую промышленность Российской Федерации. Финансово-экономическое исследование и рекомендации для Правительства РФ, подготовленное в рамках работы Консультативного Совета по иностранным инвестициям Российской Федерации (КССИИ), Корпорация КинроссГолд, 2011

2. Стратегия развития геологоразведочной отрасли до 2030 года. Утверждена распоряжением Правительства Российской Федерации от 21 июня 2010 г. N 1039-р

3. Technical Report for the Mangazeisky Project Republic of Sakha (Yakutia) Russian Federation, December 2009

4. <http://www.vedomosti.ru/business/articles/2016/11/01/663162-yuniornie-geologo-razvedochnie-kompanii>

КАТУГИНСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Склярлов Е.В.¹, Гладкочуб Д.П.¹, Донская Т.В.¹, Котов А.Б.²,
Базарова Е.П.¹, Великославинский С.Д.², Ларин А.М.²,
Мазукабзов А.М.¹, Савельева В.Б.¹, Старикова А.Е.³,
Толмачева Е.В.², Шарыгин В.В.³

¹ *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, skl@crust.irk.ru*

² *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
г. Санкт-Петербург, abkotov-spb@mail.ru*

³ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, a_sklr@mail.ru*

Катугинское редкометальное месторождение является одним из уникальных месторождений мира по запасам Та-Nb-Y руд, а также содержит промышленные концентрации Zr, U, и REE. С момента открытия месторождения в середине прошлого века и до начала нового тысячелетия уникальным считался не только его рудный потенциал, но и его генезис. В отличие от всех известных редкометальных месторождений, генетически связанных со щелочными гранитами или карбонатами [9], руды Катугинского месторождения рассматривались в качестве приразломных метасоматитов по гетерогенному субстрату, включающему и граниты [1 и ссылки в ней]. Исследования последних лет [2–8] показали, что рудовмещающие щелочные породы (эгириновые (Эг), эгирин-арфведсонитовые (Эг-Арф), арфведсонитовые (Арф), биотит-арфведсонитовые (Би-Арф), рибекит-биотитовые (Рбк-Би) и биотитовые (Би)) являются именно гранитами, а основной объем руд образовался в магматическую стадию эволюции Катугинского массива, хотя не отрицается и роль постмагматических метасоматических преобразований в процессах рудоотложения. Основные результаты этих исследований и изложены кратко в настоящей работе.

Месторождение находится в пределах Станового структурного шва, разделяющего архейские и раннепротерозойские террейны Ал-

данского щита и прилегающие территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Оно приурочено к двум гранитным массивам, из которых детально изученным является восточный, площадью 3 км², который имеет сердцеобразную форму и разделяется на два блока, восточный и западный (рис. 1). Вмещающие Катугинский массив породы представлены разнообразными по составу гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами. Восточный блок сложен Би- и Рбк-Би гранитами, а западный – Эг, Эг-Арф, Арф и Би-Арф гранитами. Характерной чертой всех типов гранитов является выраженная в разной степени гнейсовидность. U-Pb возраст по циркону (ID TIMS) Эг-Арф гранитов составляет 2066±6 млн лет [4], близкий возраст (2055±7 млн лет) имеют цирконы из рудного обособления в Эг-Арф гранитах восточного блока [3].

Все изученные граниты характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями MgO (< 0.23 мас.%) и P₂O₅ (< 0.03 мас.%), высокими содержаниями большинства несовместимых элементов (Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, REE) и пониженными - Sr и Ba. Выделяется две пространственно разобщенные серии гранитов. Би и Рбк-Би граниты первой серии представлены умеренно- и высокоглиноземистыми разностями и характеризуются достаточно высокими концентрациями CaO, а также минимальными из всех изученных гранитов содержаниями F. Кристаллизация этих гранитов происходила из умеренно-высокоглиноземистого расплава с повышенными концентрациями кальция и умеренными содержаниями фтора. Арф, Эг-Арф и Эг граниты второй серии, обогащенные рудными минералами, относятся к группе пересыщенных щелочами гранитов и характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями CaO, повышенными концентрациями Na₂O и F, а также очень высокими содержаниями Zr, Hf, Nb, Ta. Родоначальным для гранитов этой группы мог быть пересыщенный щелочами низкокальциевый высокофтористый кремнекислый расплав, который наиболее продуктивен для кристаллизации рудных минералов. Геохимические и изотопные данные указывают на то, что источником гранитов могли быть производные базальтовых магм, отделенные от источника OIB типа, при добавлении корового мате-

риала в область магмагенерации [2]. Первыми кристаллизовались Би- и Рбк-Би граниты западного блока, а на заключительном этапе – Арф, Эг-Арф и Эг граниты, обогащенные рудными минералами.

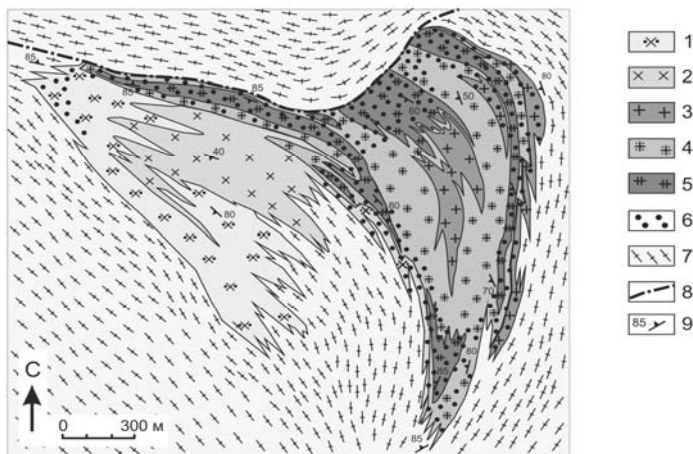


Рис. 1. Схема геологического строения Катугинского гранитного массива.

1-6 – граниты катугинского комплекса: 1 – биотитовые, 2 – биотит-рибекитовые, 3 – биотит-арфведсонитовые, 4 – арфведсонитовые, 5 – эгириновидные и эгириновые; 6 – рудные граниты; 7 – гнейсы, мигматиты, blastsmilonites удоканской серии, 8 – разломы, 9 – элементы залегания.

Выделяется три типа рудной минерализации: циркониевая, тантал-ниобий-редкоземельная (колумбит, пирохлор, бастнезит, флюоцерит и др.) и фторалюминатная (криолит, гагаринит, флюоцерит и др.) [7]. Подавляющая часть рудной минерализации Катугинского месторождения связана с магматической стадией эволюции щелочно-гранитных расплавов и обусловлена двумя взаимосвязанными процессами: 1. Кристаллизация рудных минералов непосредственно из расплава (циркон, пирохлор, гагаринит и др.), которые обычно наблюдаются в виде отдельных кристаллов и их мономинеральных сростков, а также танталита, фергусонита, пирохлора, флюоцерита, ильменита, образующих полиминеральные сростки. 2. Расслоение (ликвация) высокофтористого гранитного расплава на алюмосиликатный

и фторидный или алюмофторидный. Наиболее ранние стадии рас-слоения расплавов фиксируются многочисленными мелкими включениями фторидных и фторкарбонатных минералов в цирконе. При дальнейшей эволюции фторидные расплавы, обогащенные редкоземельными элементами, кристаллизуются в интерстициальных пространствах, образуя сложные структуры распада с участием твейтита, флюоцерита, гагаринита и бастнезита. Более поздние стадии эволюции расплавов при кристаллизации массива приводили к образованию глобул и интерстициальных выделений фторалюминатов разного состава, вплоть до «отжимки» алюмофторидного расплава с дальнейшим образованием относительно крупного криолитового тела.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 16-17-10180), минералогические исследования частично выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-60054-мол-а-дк).

Литература:

1. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. Минеральное сырье. № 25, М.: ВИМС. 2012. 318 с.
2. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярв Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Происхождение палеопротерозойских редкометалльных гранитов Катугинского массива // Петрология, 2017 (в печати).
3. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Склярв Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // Доклады Академии наук, 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.
4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенетической эпохи // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 6. С. 807–811.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Н.В. Владыкин Н.В., Гладкочуб Д.П., В.П. Ковач В.П., Склярв Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю., Сотникова И.А. Источники и геодинамическая обстановка формирования редкоме-

тальных гранитов Катугинского комплекса (Алданский щит) // Доклады Академии наук, 2015, т. 464. № 1. С. 76-79.

6. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометалльного месторождения // Записки РМО. 2014. Ч. 143. №5. С. 17-31.

7. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А. Генезис Катугинского редкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза. // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 10. № 3. С. 9–22.

8. Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Скляров Е.В. Бариевые фторалюминаты Катугинского редкометалльного месторождения, Забайкальский край // Доклады Академии наук, 2017. т. 472. № 2. С. 1–5.

9. Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // Ore Geology Reviews. 2014. V. 63. P. 265–295.

ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАК КОРЕННОЙ ИСТОЧНИК ПРОМЫШЛЕННЫХ РОССЫПЕЙ В ЧЕНКЕЛЕНЬИНСКОМ РУДНО-РОССЫПНОМ УЗЛЕ (АДЫЧА, ЯКУТИЯ)

Скрябин А.И.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
Якутск; geo@yakutia.ru*

Большинство коренных источников этого типа менее благоприятны для образования россыпей или образует россыпи с небольшими запасами. Одной из причин такого факта является, что в них преобладает мелкое золото (менее 0,1 мм) или оно находится в тонкодисперсном состоянии. Для Ченкеленьинского рудно-россыпного узла характерно золото–редкометалльное оруденение [2], с которым пространственно и генетически связаны относительно богатые россыпи. Это позволяет более детально рассмотреть некоторые их геологические и минералогические особенности. При этом используют-

ся результаты поисково-съёмочных (В.А. Лаврухин, 1959 г), разведочных (Ю.С. Ярослав, 1987г) и тематических исследований [1 –3; А.М. Сулейманов, 1977 г].

В контактово-метаморфизованных породах Ченкеленьинского массива биотитовых гранитов, предположительно нижнемелового возраста [1] обнаружены два интересных рудопроявления – Делювиальное и Ченкеленья (рис). Кроме того, показаны 13 точек минерализации, в которых установлены либо вольфрамит, либо касситерит и шеелит. Золотоносность их определена спектральным анализом.

Рудопроявление Делювиальное, выявленное в 1945 г Д.П. Васьковским, расположено на водоразделе ручьев Делювиальный, лев. пр. Ченкеленья и Надежный, прав. пр. Тараканий. Рудные тела представлены короткими кварцевыми жилами, имеющих мощность 1-4 см, редко 10–70 см. В руде, кроме кварца, главным минералом является арсенопирит. Отмечается также альбит, касситерит, вольфрамит, шеелит, галенит, халькопирит [1]. В протолочках кварца иногда находят минералы висмута. Установлено низкопробное самородное золото (679).

Рудопроявление Ченкеленья находится близко от оруденения Делювиальное. Геологическая позиция и характер минерализации их сходны. Морфология рудных тел штокверного типа, состоит из сближенных крутопадающих прожилковых зон северо-восточного простирания. Протяженность зоны 316 м, ширина не превышает 100 м, содержание золота до 1,9 г/т. Кварц составляет 90%. Отмечаются хлорит, турмалин, сульфиды, карбонаты. Встречаются в виде примеси вольфрамит, касситерит. Кроме главного рудного минерала арсенопирита, отмечаются пирит, сфалерит, пирротин, халькопирит и галенит. Золото находится в ассоциации с сульфидами, локализуясь в микротрещинах в кварце и в контактовых оторочках прожилков. Встречаются в виде неправильных и плоских выделений.

В результате разрушения описанных двух источников питания образовались промышленные россыпи золота. Долина рч. Ченкеленья проложена вдоль зоны разрывных нарушений, которая контролирует оруденение и определяет богатую золотоносность долины.

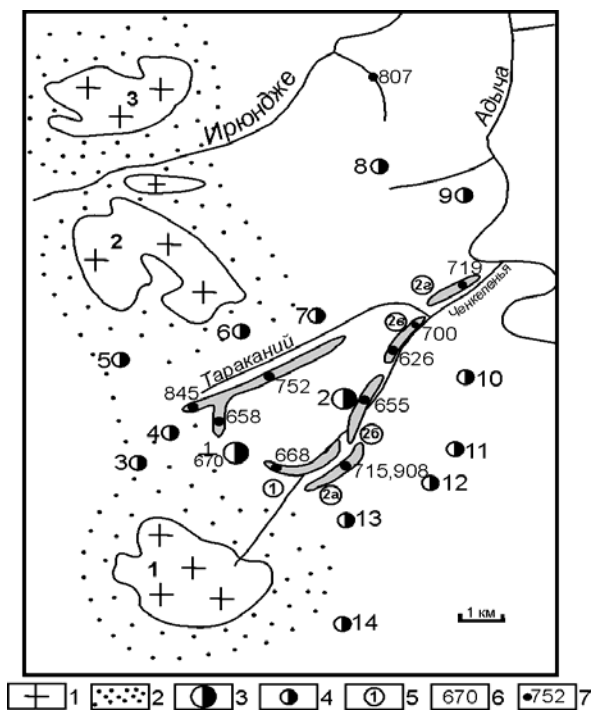


Рис. Размещение россыпей золота и их коренных источников Ченкеленьинского рудно-россыпного узла (Адыча, Якутия)

1 – гранитоидные массивы нижнемелового возраста: Ченкеленьинский (1), Ирюнжинский (2); 2 – поля контактовых роговиков; 3 – золоторудные проявления золото-редкометалльного типа: Делювиальное (1), Ченкеленьинское (2); 4 – точки минерализации по карте И. Волкодава, преположительно золото-редкометалльного типа: Тараканий с шеелитом (3–4); Гранитный с золотом и шеелитом (5); Тараканий с золотом (6); Сомнительный с золотом (7); Лесное (8–9); Запорожец с золотом (10–11); Крутое с оловом и турмалином (12); Мудрое с касситеритом и золотом (13); Кривое с вольфрамитом (14); Кудрявое с шеелитом (15); Разломное (16); 5 – россыпи золота (цифры в кружках): Делювиальный – (1), Ченкеленья: верхняя пойменная (2а), средняя (2б), погребенная (2в), каньонная (2в), нижняя (2г); Надежный (3), Тараканий (4); 6 – пробность коренного золота; 7 – пробность россыпного золота (микрoхимический анализ по А.М. Сулейманову, 1977 г).

Месторождение было открыто М.М. Дубовиком (1936 г), является одним из первых россыпных объектов в бассейне р. Адычи, Еще тогда в каньонной части было установлено содержание металла 6,92 и 30,4 г/м³. В долине руч. Делювиального (пр. Ченкеленья) выявлена россыпь, имеющая тесную связь с одноименным оруденением. Длина россыпи – 930 м, ширина- до 25 м, с/с -5,86 г/м³. Золото низкопробное –668. В шлихах из этого ручья, по П.С. Шмарову (1973 г), установлены единичные сростки золота с шеелитом (А.М. Сулейманов и др., 1977 г). Это является редким фактом, заслуживающим внимания, поскольку шеелит встречается часто как спутник золота в коренных источниках и россыпях. В долине рч. Ченкеленья россыпи имеют сложное строение, обусловленное с разными условиями их формирования. Поэтому выделяют несколько золотоносных участков. Верхняя - пойменная россыпь имеет длину 750 м. ширину 40 м, мощность торфов всего – 2 м, песков – 1,2 м, с/с -2,78 –18,1 г/ м³. Средняя крупность - 0,4 мм. Пробность – 715, 908 (674 – по Лаврухину, 1959 г). Средняя, погребенная россыпь приурочена к неотектонической впадине протяженностью около 5 км и шириной до 2,5 км, залегает в палеодолине с террасами. Длина ее составляет 1730 м, ширина 2–220 м, средняя мощность торфов – 44м, песков – 2,0 м. Крупность золота–1,0 мм, отличается от верхней россыпи выходом фракций крупнее (1 – 6 мм), составляющим 48%. Пробность золота: 613–696, средняя 655. В 1975 г россыпь была переоценена и передано с запасами 3,5 т. Выше устья руч. Тараканий долина рч. Ченкеленья образует ущелье шириной всего 10 –30 м. Здесь выявлена каньонная россыпь длиной 5200 м, малой мощностью торфов, песков – 0,8–2,0 м и с/с - 0,31–29,38 г/м³. Золото низкопробное (626,700), но крупное – 3,4мм, что обусловлено выходом средних и крупных фракций (2-6 мм), достигающих по двум точкам соответственно до 91 и 81 %. В.А. Лаврухин отмечал находки самородков до 50 г. Нижняя россыпь (ниже каньона) имеет длину - 850 м, ширину – 10-40 м, мощность торфов – 0.2-5,5м, мощность песков – 0-2,0 м, с/с – 2,9 – 5,6 г/м³. Крупность золота – 2,0 мм. Средняя пробность - 719. В долине руч. Тараканий обнаружены россыпи в современном рус-

ле и погребенном тальвеге (между линиями 54 –78). Золото мелкое (0,5 мм) и средней пробности - 827–863 (выше устья Надежный). Пробность золота несколько понижается (средняя 752). Единичные анализы показывают мелкий размер золотин, однако были находки более крупных размеров - «*тараканов*», отчего получилось название водотока. Необходимо дальнейшее изучение. Головка россыпи руч. Надежный расположена вблизи рудопроявления Делювиальное. Она имеет длину 2610 м, среднюю ширину 70 м, мощность торфов – 57,3, мощность пласта –1,67 м, с/с – 7,4 г/м³. В шлихах отмечаются касситерит и вольфрамит, Крупность –0,93 мм. Характерно низкопробное золото – 534–734, среднее 658 (микрхимический). Подсчетные запасы составляют 275 кг.

Г.Н. Шаров [3] приводит данные В.И. Ключникова о том, что сложные россыпи Ченкеленьинского узла дали более 7,5 т металла. В.И. Серпухов, проводя геолого-съёмочные работы еще в 1941-42 гг., дал прогнозную оценку: в долине Ченкеленья 11,5 т и в руч. Тараканий -4 т.

Вывод: В благоприятных структурно-магматических условиях (купольных и разрывных) золото-редкометалльный тип оруденения может быть источником питания относительно богатых россыпей.

Литература:

1.Рожков И.С., Флеров Б.Л., Бородянский А.Ш. Геологическое строение и металлогения Верхнеадычанской зоны // Геология россыпей Якутии. М: Наука. 1964. С.167–181.

2.Скрябин А.И. Реконструкция латеральной зональности золотого оруденения (Яно-Колымский пояс). Якутск: 2010. 256 с.

3. Шаров Г.Н. Геология – жизнь моя // Сборник воспоминаний, вып.16. М: РосГео. Госкомгеология РС (Я). 2006. С.394

ЗОЛОТО КОЛЫМСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Суплецов В.М.

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

В отличие от концептуально противоречивых воззрений на строение Колымского кратонного террейна, золотоносность обширной территории Селеннях-Уяндинского междуречья Восточной Якутии при очень низкой разведанности остается крайне малоизученной. Только благодаря геодинамическим построениям Л.М. Парфёнова в начале 90-х был возобновлён интерес к данному арктическому региону. ГУГП «Янгеология» и горнорудные компании обратились к переоценке эндогенной золотоносности потенциально перспективных площадей. Достаточно основательно рассмотрено только Au-Hg оруденение [1]. Неоднородная по составу и масштабам россыпная металлоносность подтверждает полихронность эндогенной минерализации Au, приуроченной к рудовещающим комплексам пород от рифея до кайнозоя.

На территории известно ~26 россыпей, которые в совокупности дали 25 тонн аллювиального самородного Au. Самой крупной из них является россыпь р. Хатыннах-Сала протяженностью 24км, которая дренирует одноименное месторождение. Вопреки прогнозируемому ресурсу в 500т, приведённому в начале 50-х годов прошлого столетия А.В. Суркиным, из этой россыпи добыто только 10т. По 4-5 т Au извлечено из россыпей рр. Калычан и Секдекун. Эти и другие мелкие россыпи с ресурсом до 1т, неравномерно размещенные по всей территории, отличаются морфологией, крупностью и составом самородного Au. Безусловно, при их эксплуатации не учитывались потери тонкого Au, доля которого на ряде участков достигала 40–50%. Индикаторными примесями являются Cu (1-3%), Hg (1-8%), Ag (электрум, кюстелит) и Bi. В высокогорных областях широко распространены мелкие инстративные коллювиально-делювиальные россыпи Au, обычно с полным отсутствием торфов.

Вместе с тем еще в 60-е годы И. С. Рожковым [2] золотой ресурс третичных галечников и конгломератов межгорных впадин хребта Андрей-Тас был оценен в 600т. В них была обнаружена галька рифейских кварцитов с крупными включениями самородного Au. Третичные галечники слагают серию наложенных неотектонических впадин по юго-западному обрамлению микроконтинента. Близкие ресурсы Au также свойственны галечниковым красноцветам Бухчанской впадины, где концентрации золота в четвертичных аллювиальных отложениях иногда достигают 155 г/м^3 , составляя в среднем 22 г/м^3 . Данные струи с высокими содержаниями металла, как правило, приурочены к переотложенному аллювию, приуроченному к фрагментам древней гидросети. Однако в поздних работах И.Я.Некрасов [3] справедливо полагает, что диагенез и метаморфизм приводят к перераспределению и вторичной концентрации мелкого Au в третичных галечниках Момо-Зырянской системы впадин. Всё это свидетельствует о высоком потенциале эндогенной золотоносности геодинамически различных террейнов микроконтинента, претерпевших неоднократную активизацию рудоносных структур и последовательную регенерацию Au.

На территории Колымского микроконтинента распространены формационно различные минеральные типы (табл.) золотого оруденения. Намечается региональная структурно-вещественная зональность размещения геохронологически различных гидротермалитов. Моголох-Олындинскую полосу метаморфизованного ордовика, в центральной части микроконтинента, характеризуют Au-кварцевые месторождений умеренной сульфидности. По внутреннему обрамлению Уяндино-Ясачненского пояса среди карбонатных отложений заключены Au-Hg месторождения; внешнюю полосу Колымской петли занимают Au-Ag месторождения, сопровождаемые мелкими интративными россыпями и ареалами тонкого электрума.

Многочисленная группа Au-Hg месторождений и проявлений локализована в складчато-надвиговых структурах аккретированных террейнов палеозоя. Рудоносность стратойдных минерализованных зон определяется мелкими линзами кварц-антимонитового состава с метакристаллами и агрегатами метаколлоидного Au, импреньяцией

Таблица

Минеральные типы месторождений золота Колымского микроконтинента

| Тип месторождения и название | Рудовмещающие породы | Морфология рудных тел | Геохимическая ассоциация руд | Форма и содержание Au/gt | Гидротермальные изменения | Гоннаж |
|---|---|---|------------------------------|---|--|--------|
| Вкрапленные Au-Hg Арбат, Пологое | Карбонатные толщи слюда и девона | Стратонидные минерализованные зоны | Au-Hg-Sb-As-Tl | Упорное, невидимое с примесью Hg 1-16 | Доломитизация, джаспероиды, аргиллизиты | 300 |
| Au-Ag жильно-прожилковые Сухачи, Биткучах, Горбенья | Известняки, кварциты офиолиты, дипариты | Минерализованные зоны, жилы | Au-Ag-As-Hg | Свободная механическая примесь электрума, интерметаллиды 1-15 | Пропилиты, вторичные кварциты, аргиллизиты | 50 |
| Порфировый Au-редкометалльный Эгекит, Мальши | Мальше интрузии гранитоидов | Штошверки прожилков о-вкрапленных руд | Au-As-Bi-Te-W | Свободная, механическая, интерметаллиды 0,5-48 | Турмалиниты, серицитолиты, вторичные, кварциты | 150 |
| Меднорудные золотосые скарны Пожарское, Нивкаг | Известняки, гранитоиды | Бороносные сульфидные залежи, жилы | Au-Cu-As-Bi | Свободная, механическая примесь 5-10 | Мраморизация, грейзенизация, серпентиниты | 10 |
| Au-кварц-сульфидный Бутон, Хальнях-Сала | Метаморфизованные терригенно-карбонатные породы | Стратонидные, минерализованные зоны, жилы | Au-As-Pb | Свободная, механическая примесь 5-13 | Окварцевание, хлоритизация, пиритизация | 250 |
| Медно-колчеданный | Вулканогенно-осадочные толщи палеозоя | Стратиформные линкующиеся тела, вкрапленность | Cu-Pb-Zn-Cd | Геохимическая примесь | Сульфидизация, серицитолиты, карбонатизация | ? |
| Сульфидно-кварцевый | Метаморфизованные кварциты и филлиты рифей | Стратонидные зоны окварцевания и пиритизации | Au-As-W | Упорное, свободная механическая примесь 0,5-1 | Окварцевание, пиритизация, серицитолиты | ? |

пылевидных гемиидиоморфных золотин в отбеленных и красных доломитизированных известняках, джаспероидах и высокоуглеродистых известковистых породах, в том числе вкрапленностью золотоносных пирита и игольчатого арсенопирита (700-800 г/т). Тонкое самородное Au, помимо постоянной когенетичной ртутистости, часто обнаруживает примесь меди в количестве 1-3%, обязанной регенерации медно-колчеданных руд. В сопредельной области Нальчанского надвига, наряду с рудно-россыпными проявлениями Au (842-940‰), встречаются богатые Ag жилы полиметаллических руд.

Морфогенетическое разнообразие эпitherмального Au-Ag оруденения постаккреционной эпохи обусловлено различными рудовмещающими породами Омулёвского террейна, в пределах которого месторождения имеют линейное расположение. Они сопровождаются выраженной аэроаномалией калия идентичной направленности. Центральная часть микроконтинента, судя по находкам кюстелита (299-320‰) и электрума (508-703‰) в россыпях, характеризуется мозаичным распределением тех или иных близповерхностных рудопроявлений. Они залегают среди метаморфитов рифея, известняков, терригенно-вулканогенных толщ юры, гнейсовидных гранитоидов палеозоя, офиолитов, липаритов. Эти породы играли роль структурных ловушек в эпоху постаккреционного рудообразования. Соответственно меняется интенсивность и полнота гидротермальных изменений, текстурно-структурный облик и минералогический состав руд. Тонкие новообразования типоморфного электрума в криптозернистом кварце различной окраски ассоциируют с адуляром, гидрослюдами, фторапатитом, акантитом, миаргиритом, стефанитом, Ag-тетраэдритом, пруститом, пираргиритом и прочими халькогенидами Ag.

Порфировое месторождение Au-редкометалльных руд Эгекит занимает пограничную область между Полоусненским террейном и микроконтинентом, где расположен небольшой сателлит гранитов Буор-Юряхского массива. Наименее распространены жилы матового стекловидного кварца, встречающиеся в роговиках и гранитах. Промышленную ценность представляют штокверки прожилково-вкрапленной минерализации северного сегмента штока. Тонкопрожилковому квар-

цевому метасоматозу сопутствуют турмалиниты, серицитолиты, альбитизация, реже аргиллизиты. На месторождении выявлено четыре минеральных парагенезиса: пирит-арсенопиритовый, шеелит-вольфрамитовый, халькопирит-галенитовый, Au-сульфотеллурид-висмутиновый, имеющие равноценное развитие в гранитах. Сульфидность легкообогатимых руд составляет 1-3% при активном развитии гипергенеза. Средние содержания Au в рудах равны 2-6г/т. Протоочки проб отличаются систематической знаковой и весовой золотоносностью. Часто наблюдаются субграфические сростания тонкого Au с тетрадимитом, висмутином, сульфосолями Te и Bi. Характерна равномерная золотоносность оруденелых гранитов. Имеются мелкие аллювиальные россыпи тонкого Au. Сравнительно рядом расположено Cu-Mo-порфирировое месторождение Берендей, окисленные руды которого высокосереброносны.

Месторождения золотоносных меднорудных скарнов пространственно связаны с меловыми гранитоидами, прорывающими карбонатные отложения. Скарны повсеместно окружены шлиховыми ареалами мелкого (0,5–1мм) Au пробностью 860–930‰ и примесью Cu, Bi. В пределах Кутурукского массива со скарнами сближены зоны золото-кварц-сульфидной минерализации, также проникающей в гранитоиды. Метасоматическая колонка имеет следующее строение: граниты, кальцифиры, магнизиальные скарны сменяются известковыми разностями. Иногда они чередуются с кальцифирами и мраморизованными породами. Среди них располагаются линзовидные, жильные и прожилково-вкрапленные агрегаты, обычно сплошных сульфидных руд. Имеются обособленные людвигит-магнетитовые тела. Среди сульфидов доминируют пирротин, халькопирит, пирит и арсенопирит. Примеси: станин, галенит, молибденит, валлериит, лёллингит, висмутин и Bi. Золотоносность варьирует в пределах 0,5–20г/т. Объекты – Пожарский, Обзорное, Нинкат и другие. Пробность Au равна 900–940‰.

Au-кварц-сульфидное оруденение контролируется Моголох-Ольдинской зоной эшелонированных надвиговых дислокаций, протяженностью 130км и ширине 20км. Среди пиритизированных известняков, известковистых сланцев и слюдистых филлитов залегают

мощные зоны тектонического меланжа. В этой зоне выделяются Хатыннахский и Моголохский рудно-россыпные узлы. Типичными объектами являются Хатыннах-Сала, Бутон, Лепесток и др. Они в целом формируют единую минерализованную структуру, образованную в три эпохи. Морфологическое разнообразие рудных тел включает: пакеты минерализованных зон, катаклазированные кварцевые жилы, зоны прожилкования и пиритизации, столбо- и линзообразные тела сплошных сульфидов, оруденелые дайки порфиритов. Вариации вещественного состава определяются пирротин-арсенопирит-пиритовой и галенит-сфалеритовой ассоциациями минералов. Зоны минерализации несут содержания 1–16г/т; жилам свойственны убогие концентрации Au. Пробность Au варьирует в пределах 823–936%. Обилие скородит-лимонитовых брекчий, вызвано развитием мощной зоны окисления и линейных кор выветривания. Обращают на себя внимание находки «гематита, покрытого рассеянной сыпью чешуек самородного Au». Позиция метасоматических флюорит-кварцевых линз и прожилков флюорита, скорее всего, соответствует внешним ареалам сближенных Au-ртутнорудных зон. Сходные структурно-вещественные признаки характеризуют Тарын-Юряхский рудно-россыпной узел, где возрастает число минерализованных даек. Здесь нельзя не упомянуть повышенную золотоносность Томмотской кольцевой интрузии щелочно-ультраосновных пород с редкоземельной минерализацией.

Открытие преобладающего количества золоторудных объектов Колымского микроконтинента состоялось в 50-е и 60-е годы минувшего века в процессе интенсификации поисково-съёмочных работ и одновременной эксплуатации россыпей золота. Далее продолжалась детализация россыпных районов и переоценка техногенных отвалов на фоне реального снижения кондиций и увеличения объёмов промываемых песков. Вместе с тем углублённая идентификация руд невадийского типа, выявление золото- и сереброносных офиолитов, установление регенерированных Au-Ag месторождений позволяют надеяться на обнаружение новых нетрадиционных источников минераль-

ного сырья, способных раскрыть потенциальные ресурсы золота этой громадной арктической территории Восточной Якутии.

Литература:

1. Галкин М.А. Ртутная формация Якутии// Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука. 1969. С. 302–308.

2. Некрасов И.Я., И.С. Рожков, А.И. Бородинский Золотоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области// Геология и геофизика. 1961. №4. С. 64-72

3. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений // М.: Наука. 1991. 302 с.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

**Турапов М.К.¹, Жанибеков Б.О.¹, Хасанов А.А.²,
Умматов Н.Ф.¹, Фатхуллаева З.М.²**

*¹ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов»,
г. Ташкент; gpiimr@evo.uz*

²Ташкентский государственный технический университет, г.Ташкент

Алмалыкский рудный район, представленный медно-порфировыми, полиметаллическими и золоторудными месторождениями является одним из важных горно-рудных районов не только Узбекистана, на и Центральной Азии. Алмалыкский район является частью Кураминской подзоны Западного Тянь-Шаня. На площади района развиты осадочные, вулканогенные и интрузивные образования.

Самыми древними образованиями являются песчано-сланцевые отложения ордовика-силура. Породы сильно метаморфизованы и переходят в отдельных участках в зеленокаменное состояние. Девон представлен нижним и средним отделом: вулканогенные образования (андезитовые порфириды кварцевые порфира и андезитодацитовые порфиры) и песчано-карбонатные толща.

Отложения карбона (нижнего) сохранились в виде останцев и блок-ксенолитов в разломах и верхнепалеозойских интрузивах и представлены карбонатными образованиями. Образования среднего и верхнего карбона представляет осадочно-вулканогенные образования.

Тектоническое строение Алмалыкского района характеризуется широким развитием складчатых и разрывных структур. Характерней особенностью района является блоковое строение. На площади Алмалыкского рудного района разрывные нарушения пользуется широким развитием. Среди них крупными являются: Северный, Бургундинский, Мисканский, Карабулакский, Колбулакский, Бештавакский и др. которые, по мнению многих исследователей, определяют геологическое и тектоническое строение района и металлогению.

По мнению многих исследователей (В.Г.Гарьковец, И.М.Голованов, И.Б.Вольфсон, Р.А.Мусин и др.) рудоносность Алмалыкского рудного района определяют долгоживущие разломы фундамента северо-западного простирания. К числу таких относится глубинный Алмалыкский разлом фундамента. По мнению А.В.Королева он является главной рудоносной структурой и контролирует размещение практически всех промышленных месторождений района.

По времени образования в районе выделяются разломы герцинского и альпийского возрастов. К герцинским относятся как крупные, так и мелкие разломы северо-восточного и субширотного простиранию – Карабулакский, Кальмакырский, Бургундинский, Северо-Каратагский, Мисканский, Колбулакский, Железный, Лашкерекский и другие.

Многие из этих разломов по мнению И.Б. Вольфсона, В.Г. Горьковца возникло на средних этапах герцинского цикла тектогенеза в связи с внедрением крупных батолитов гранодиоритов Кураминского типа и интенсивной вулканической деятельностью в позднем палеозое. Участие этих разломов в процессах рудообразования доказывается приуроченностью месторождений Кальмакыр, Сарычеку, Дальнее и др. к зонам сопряжений северо-восточных разломов с глубинной Алмалыкским структурой.

Моделирование полей тектонических напряжений в структурах Алмалыкского рудного района проведено на основе экспери-

ментальных работ по моделированию напряжений в структурах Алмалыкского рудного района. Этой работе предшествовал анализ истории его геологического развития, тектонического строения, результаты которой послужили базой для построения структурно-тектонической основы модели структур района. Структурно-тектоническая основа построена с учетом возраста заложения разломов и их участия в процессах рудообразования.

Основу модели структур района составляют элементы имитирующие Карабулакский, Бургундинский, Колбулакский, Баштавакский, Мисканский и Железный разломы. Истинное пространственное их положение в далеком прошлом и первоначальную морфологию не возможно восстановить. На это есть объективные причины; после их заложения в герцинский тектоно-магматический цикл они неоднократно обновлялись.

В связи с этим структурно-тектоническая основа модели структур Алмалыкского рудного района идеализирована. Почти что все элементы модели (рис. 1), имитирующие северо-восточные и широтные разломы района прямолинейны и разбивают площадь на тектонические блоки.

Модель была подвержена горизонтальным усилиям сжатия в суб-меридиональном направлении, что соответствует природному явлению – региональной тектонической деформации площади Чаткало-Кураминского региона в герцинском этапе тектоногенеза. Такое геодинамическое состояние модели способствовало широкой вариации величин напряжений, начиная от нуля и до самых максимальных значений. Отмечается неравномерное распределение величин напряжений и неравномерность в площади их проявления. Увеличение напряжений характерно, в основном, для зон пересечений и сочленений разломов.

Следует сразу отметить, что основными элементами определяющих тектонофизическое состояние модели рудного района являются: на севере структуры имитирующие субпараллельные Карабулакский и Бургундинский разломы; на юге – Бештавакский разлом.

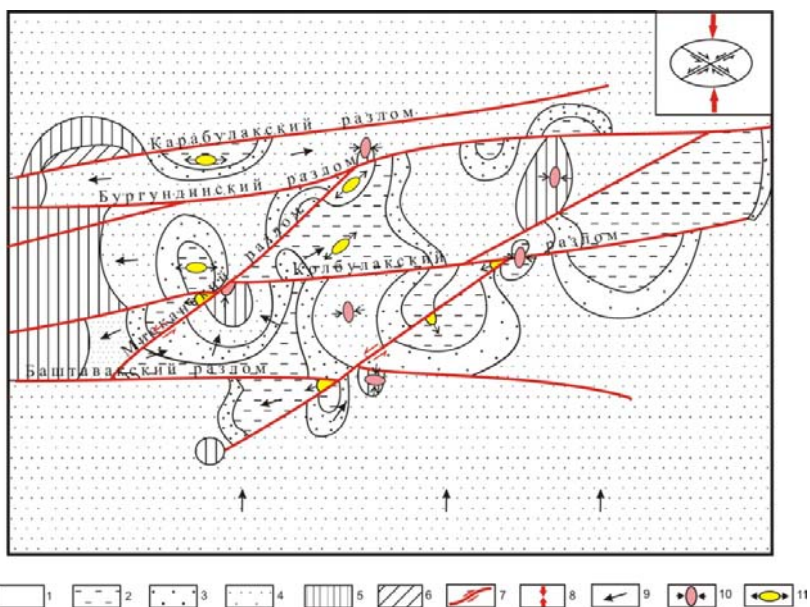


Рис.1. Карта распределения полей тектонических напряжений в модели Алмалькском рудном поле с элементами геодинамики. Величины максимальных касательных напряжений (в порядке увеличения значений $\tau_{\max} = 1 < 2 < 3 < 4 < 5 < 6$): 1 – отсутствие максимальных касательных напряжений; 2, 3 – поля слабых напряжений; 4, 5 – поля умеренных напряжений; 6 – умеренно-сильных напряжений; 7 – разломы и направления перемещения по ним; 8 – направления сжимающих усилий; 9 – направление перемещений блоков; 10 – локальное сжатие; 11 – локальное растяжение.

Эти структуры проявляют максимальное сопротивление проникающим усилиям горизонтального сжатия из-за двух основных причин: 1 – они расположены перпендикулярно направлениям горизонтальных усилий сжатия и, 2 – они имеют прямолинейную морфологию. Если первая причина максимально сближает оба борта этих структур, то вторая причина – не позволяет разломам тектонически активизироваться, особенно, в горизонтальной плоскости. При этом, вероятность проявления активности по вертикальной плоскости увеличивается.

Таким образом, элементы имитирующие субширотные региональные разломы, между которыми расположена площадь рудного района, не позволяют свободно проникать в глубь модели (в природе – в глубь рудного района) горизонтальным усилиям сжатия.

Преодолев сопротивление субширотных разломов, усилия сжатия распределились в модели под воздействием элементов имитирующих Мисканский, Колбулакский и Железный разломы. Колбулакский элемент является структурой в зоне которого происходит встреча горизонтальных усилий сжатия направленных против друг-друга, т.е. с севера и с юга. Различие сил сжатия с юга и с севера способствовало контрастному распределению величин напряжений по бортом Колбулакской структуры. Интенсивность или величина тектонической активности во многом определяется (кроме самой величины сжатия) морфологией активизировавшегося разлома, чем он прямолинейным, тем активность выше и наоборот, чет он извилистый, ломанный – активность пассивная и может проявляться локально или совсем отсутствует.

В данном случае Мисканский и Железный разломы представляют прямолинейные структуры и расположены под углом 45° к направлению сжимающих усилий, следовательно они склонны к тектонической активности в горизонтальной плоскости, что и наблюдаем в эксперименте.

Активность разломов, их пересечение, морфология и др. особенности предопределили распределение напряжений по всей площади модели рудного района.

Смещение Колбулакского разлома Мисканским и процесс выжимания клиновидной структуры образованная Колбулакским и Мисканским разломами в юго-западном направлении повлияло на геодинамику рассматриваемого трапециевидного блока. Выжимание клиновидной структуры повлек за собой смещение западного участка блока в западном направлении при этом образуя гигантскую линзовидную зону понижения тектонической напряженности. Южная часть линзовидной зоны непосредственно связана с участком смещения Колбулакского разлома Мисканским разрывом.

Таким образом, рассмотрев тектонофизическое состояние площади модели структур следует отметить: 1) тектонофизическое со-

стояние определяется наличием двух субпараллельных региональных разломов; 2) существенную роль в формировании тектонофизической обстановки играют блоковые структуры, их морфология; 3) распределение напряжений взаимосвязано с активностью разломов и тектонических блоков.

Особенностью геодинамики вызванных смещением разломов и блоков является то, что вдоль граничных структур блоков могут образовываться трещины отрыва. При смещении блока освобождающаяся энергия сжатия приводит к образованию зон растрескивания горных пород и зоне трещиноватости. Зоны трещиноватости могут образовываться вдоль тектонически активизированных разломов, увеличивая проницаемость горных пород. Эти зоны, как правило, являются наиболее благоприятной для протекания здесь различных геологических, метасоматических и рудных процессов.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АДЫЧА- ТАРЫНСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

Фридовский В.Ю.^{1,2}, Полуфунтикова Л.И.^{2,1}, Соловьев Е.Э.²

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

²*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск; fridovskiy@diamond.ysn.ru*

Анализ геолого-геофизических, структурно-тектонических, литолого-стратиграфических, минералого-геохимических, термобарогеохимических, геофизических данных полученных авторами при изучении условий формирования и размещения орогенных золоторудных месторождений центральной части Адыча-Тарынской минерагенической зоны (бассейн р. Эльга) позволил разработать прогнозно-

поисковые критерии. Выделение критериев основано на признаках проявления рудообразующего процесса [1].

1. *Структурно-тектонические критерии* определяются положением золоторудных объектов минерагенической зоны в осевой части и крыльях регионального Адыча-Тарынского разлома. Главными рудоконтролирующими структурами являются надвиги, сопровождаемые зонами напряженной складчатости. Они образуют чешуйчатые веера и сопряженные с ними рампы [4]. Надвиги развиваются на контактах пород с контрастными физико-механическими свойствами. В начале позднеюрских тектонических событий это межпластовые срывы D1, которые в дальнейшем при прогрессивной деформации переходят в рампы D2. С надвигами тесно связаны складки, наиболее широко распространенные в аллохтоне. Обычно они сжатые, нередко опрокинутые. В крыльях складок (Базовское месторождение) и их замках (Жданнинское месторождение) образуются согласные с залеганием пород многоярусные жилы, которые обрабатывались на начальных этапах освоения месторождений региона. Прожилково-вкрапленные рудные тела локализуются в зонах разрывных нарушений, а жилы преимущественно в их крыльях, формируя широкие ореолы. Реконструкции тектонических полей напряжений секущих жил и прожилков продуктивного этапа рудообразования показали, что они формировались в взбросовом поле тектонических напряжений. Для рудоконтролирующих разломов значения коэффициента деформированности $K_d = X/Z$ варьирует от 1,53 до 3,59, при преобладании пластинчато-сдвигового морфологического типа микроструктур. Деформация характеризуется эллипсоидом типа трехосного сплющивания (коэффициент Флинна) изменяется в пределах от 0,63 до 0,12, что характерно для интенсивных многоэтапных тектонических деформациях пород [5].

Важное значение в размещении рудных полей и разновозрастных магматических проявлений центральной части Верхне-Индибирского района имеют зоны поперечных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Усть-Нерская зона контролирует Au-Sb месторождения Сарылахского рудного поля, Курдатская – Au-Q месторождения Якутского и Тарынского рудных полей, а так же Sn-Ag-Pb-

Zn минерализацию рудопроявления Вешнее, Эргеляхская – одноименного Au-Bi месторождения, Чингаканская – Sn-Ag-Pb-Zn месторождения Купольное. Участие поперечных разрывов в размещении золото-кварцевой минерализации предполагается в Эльгинском и Жданинском рудных узлах. В Жданинском рудном узле зона поперечных разрывных нарушений имеет широтное простирание, ширину до 5 км и прослеживается от верховьев р. Ольчан до р. Тобычан. На Базовском месторождении поперечные разрывные нарушения трассируются дайками диоритовых порфиритов и разломом Майский. Поперечная структура выделяется также в междуречье Тобычана и Арангаса. Здесь отмечается сгущение роя даек, Au-Q и Sb рудопроявлений.

Важной особенностью рудоконтролирующих складчато-надвиговых структур является наложение поздних сдвиговых деформаций. С ними связаны разломы, поперечные складки и кливаж северо-восточного и широтного простираний. Установлено, что сдвиги сопровождают посторогенную Au-Sb, Sn-W, Ag-Pb-Zn, Ag-Sb и Ag-Au минерализацию [6]. Они наиболее интенсивные в осевой части Адыча-Тарынского разлома. Так на Жданинском рудном узле с поздними сдвигами связан разворот блоков, торцовое примыкание структур в смежных блоках. Совмещение разновозрастной минерализации в пределах единых полиэтапно активизированных тектонических структур, свидетельствует о длительной их проницаемости и является важным признаком крупнообъемных месторождений [6, 7].

2. Анализ размещения месторождений центральной части Адыча-Нерской металлогенической зоны показывает их приуроченность к региональному максимуму гравитационного потенциала, вызванного поднятием кристаллического фундамента. Отмечается приуроченность рудопроявлений к градиентным значениям локального гравитационного и магнитного полей. В трансформированных полях (расчет полного градиента потенциальных полей) рудоконтролирующие структуры трассируются экстремальными значениями. По результатам петроплотностного и статистического моделирования установлена локализация большинства рудно-россыпных узлов в пределах области с утоненной мощностью терригенных пород.

Проведенные исследования на эталонных объектах центральной части Адыча-Тарынской минерагенической зоны показали, что ведущим поисковым методом при выделении и прослеживании рудоконтролирующих структур является электроразведка в различных модификациях [3]. Использование магнитометрической съемки носит, в основном, вспомогательный характер, позволяя в комплексе с электроразведочными данными с большей достоверностью проводить геологическую интерпретацию геофизической информации. Установлено, что при работах методом ЗМПП минерализованные зоны дробления выделяются протяженными линейными аномальными зонами низкой проводимости на временах $t = 35-50$ мкс. В геоэлектрических разрезах кажущейся продольной проводимости рудные зоны проявляются рисунком изоаномал характерных для субвертикальных пластов. При использовании метода электропрофилирования в модификации срединного градиента элементы разрывной тектоники картируются по нарушению изолиний геоэлектрических аномалий, высокоградиентным зонам и повышенным значениям кажущегося удельного электрического сопротивления.

3. Для разработки литолого-геохимические критериев прогнозирования был проанализирован химический состав песчаников и алевролитов черняйской, тонорской и маршальской свит верхнего триаса. Анализ породообразующих компонентов показал наличие ряда особенностей химического состава, как в литологических разностях, так и на различных стратиграфических уровнях. В минерализованных зонах дробления и смятия происходит перераспределение ряда химических элементов, формирование участков с повышенными и пониженными содержаниями группы породообразующих и редких элементов (Ca, Na, K, S, As, Cu, Ni, Co, Li). Среднее содержание щелочей по всему разрезу сопоставимо, но при этом для нижней части разреза, в отложениях тонорской свиты, сложенной алевропесчаниками, характерно преобладание содержания натрия над калием, а преимущественно алевролитовых толщах наблюдается обратное соотношение. Для всего разреза наблюдается повышенное содержания титана и магния, что свидетельствует о присутствии вулканогенного материала.

ла, содержание РЗЭ указывает на смешанный состав и различный генезис отложений вовлеченных в процесс осадконакопления. Формирование терригенных толщ характеризуется нестабильностью окислительно-восстановительных условий придонных вод и палеосолености бассейна осадконакопления, что оказало влияние на насыщение терригенных отложений рудными компонентами. Дальнейшая гидротермальная проработка рудовмещающих толщ зависела как от первичной геохимической специализации пород, так и от их литологического типа. Зоны дробления и гидротермальной переработки локализируются на границах контрастных по составу толщ, в песчаниках формируются лестничные жилы, штокверкоподобные кварцевые тела и зоны прожилкования, в алевролитах – прожилково-вкрапленное оруденение.

4. Региональным минералого-геохимическим критерием рудности территории является площадное развитие гидротермально-метаморфогенной минерализации, представленной рассеянными кварц-хлорит-кальцитовыми прожилками с пиритовой вкрапленностью. В непосредственной близости от рудных зон отмечается интенсивное окварцевание рудовмещающих пород и развитие неравномерной вкрапленности метакристаллов пирита и арсенопирита. При приближении к минерализованным зонам дробления и кварцевым жилам возрастает роль арсенопирита, формируется пирит-арсенопиритовая подзона околорудных метасоматитов. В кварцевых жилах арсенопирит II генерации образует вкрапленность метакристаллов, формирует гнезда и линзы. Как метасоматический, так и жильный арсенопирит представлен сернистым типом, отношение $S/As_{\text{сред.}}=1.06$, что характерно для золото-кварцевых месторождений сформировавшихся в малоглубинных условиях.

Для жильного кварца изученных месторождений характерны двухпиковая термолюминесценция, низкое содержание Li_2O (3–22 г/т), содержание воды в пределах 0,1–0,15% и средняя степень кристаллического совершенства (51–63 %) [2]. Уровень содержания в жильном кварце легких РЗЭ близок к хондритовому, а для тяжелых – на порядок меньше. Рудообразующие флюиды захватывались в интервале температур от 150 до 310°C и содержат растворенные хлори-

ды натрия и магния (концентрация 0,18 – 11,7%-экв. NaCl). Таким образом, значения индикаторных признаков соответствуют интервалам малосульфидного золото-кварцевого типа минерализации.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, по плану НИР ИГАБМ СО РАН проект № 0381-2016-0004, при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 п_восток_a).

Литература:

1. Золоторудные месторождения России // Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель. 2010.
2. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. Москва: ГЕОС. 2001. 221 С.
3. Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю., Кычкин В.А. Комплексообразование геофизических методов при изучении строения золоторудного месторождения Базовское (СВ России) // Наука и образование. 2015. № 4 (80). С. 28–34.
4. Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2010. №4. С. 39–45.
5. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Микродеформационные структуры аккреционно-коллизийных золоторудных месторождений (на примере Восточной Якутии) // Вестник ЯГУ. Т.4. № 1. 2007. С. 23–27.
6. Фридовский, В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан // Тихоокеанская геология. 2014. Т.33. №4. С. 50–62.
7. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С.39–52.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАЛО-ТАРЫНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ ПОЯС: РОЛЬ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР И СДВИГОВ

**Фридовский В.Ю.^{1,2}, Кудрин М.В.^{1,2}, Полуфунтикова Л.И.^{2,1},
Собянин Ю.П.³**

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

² *Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

³ *ООО «Богуславец»*

Мало-Тарынское рудное поле (МТРП) – новый перспективный для освоения прожилково-вкрапленный тип золоторудной минерализации Верхне-Индигирского района. На месторождениях этого типа (Базовское, Дразное и др.) недропользователями проводятся интенсивные поисково-разведочные работы. Оруденение МТРП локализуется в осевой части и ветвях Мало-Тарынского разлома. Он представлен минерализованными зонами дробления и смятия (МЗ), повышенной трещиноватостью пород северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания. Установлено длительное многоэтапное развитие тектонических структур МТРП, разнообразный вещественный состав [1]. Проведенные в последние годы геолого-разведочные работы и исследования позволили уточнить геологическое строение МТРП, выделить тектонические домены.

Домен А выделяется в междуречье Ягодный-Голубичный. Стиль деформаций пород определяется широким развитием надвигов, преобладающей восточной и северо-восточной вергентности (рис. 1, А, Б). Выделяется три минерализованных складчато-надвиговых зоны (МЗ1, МЗ2, МЗ3). МЗ1 прослеживается от приустьевой части руч. Зеленый в северо-северо-западном направлении. Залегание МЗ1 субсогласное породам восточного крыла локальной антиклинальной складки, падающим под крутыми углами (70-78°). На протяжении около 30 м проявлено не менее 6 срывов. Максимальная их мощность, так же

как и интенсивность развития прожилково-вкрапленной минерализации отмечается в призмковой части антиклинали. Q-Са жилы и прожилки ориентируются закономерно относительно межслоевых срывов, их полюса на стереографической проекции группируются вдоль крутопадающей плоскости σ_3/σ_1 , что позволяет реконструировать надвиговое поле напряжений в рудный этап формирования структуры. М32 изучена наиболее детально, она вмещает известные рудные тела 1 и 4. Ее простираие изменяется от меридионального (рудопроявление Плотиковое) до северо-северо-западного на широте руч. Зеленый. Структура М32 определяется надвигом, сжатыми до изоклиальных нормальными и опрокинутыми складками с горизонтальными шарнирами. Зона имеет преимущественно соскладчатое простираие изменяющееся от близмеридионального до северо-западного, соответственно в южной и центральной части домена А.

В надвиговой чешуе, заключенной между М31 и М32 картируется синклиальная складка. Ее мульда осложнена надвигами западной и восточной вергентности, падающими под углами $55-60^{\circ}$. В аллохтоне надвига породы залегают близвертикально, в автохтоне – смяты в синклиальную асимметричную складку F2 шириной и амплитудой первые метры. Складка цилиндрическая с шарниром b2 – Az. 164° угол 2° . Реконструируется западное направление транспорта пород при позднемезозойских коллизионно-аккреционных событиях. Формирование таких складок сопровождается межслоевыми смещениями и срывами. В разрезе можно наблюдать ряд срывов, падающих к востоку. Складки с крутыми шарнирами b картируются на участке Ягодный.

Структура домена Б (междуречье Голубичный-Эгелях) определяется блоковым строением. Здесь наряду с региональным северо-западным простираием структур выделяются блоки, а в их пределах рудные зоны меридионального простираия (рудопроявление Эгелях) (рис. 1, В, Г). Такое строение домена Б связано с наложенными лево- и правосдвиговыми деформациями. Важно подчеркнуть, что изменение залегания пород отмечаются в крыльях разломов и наблюдаемые складки относятся к шевронному типу.

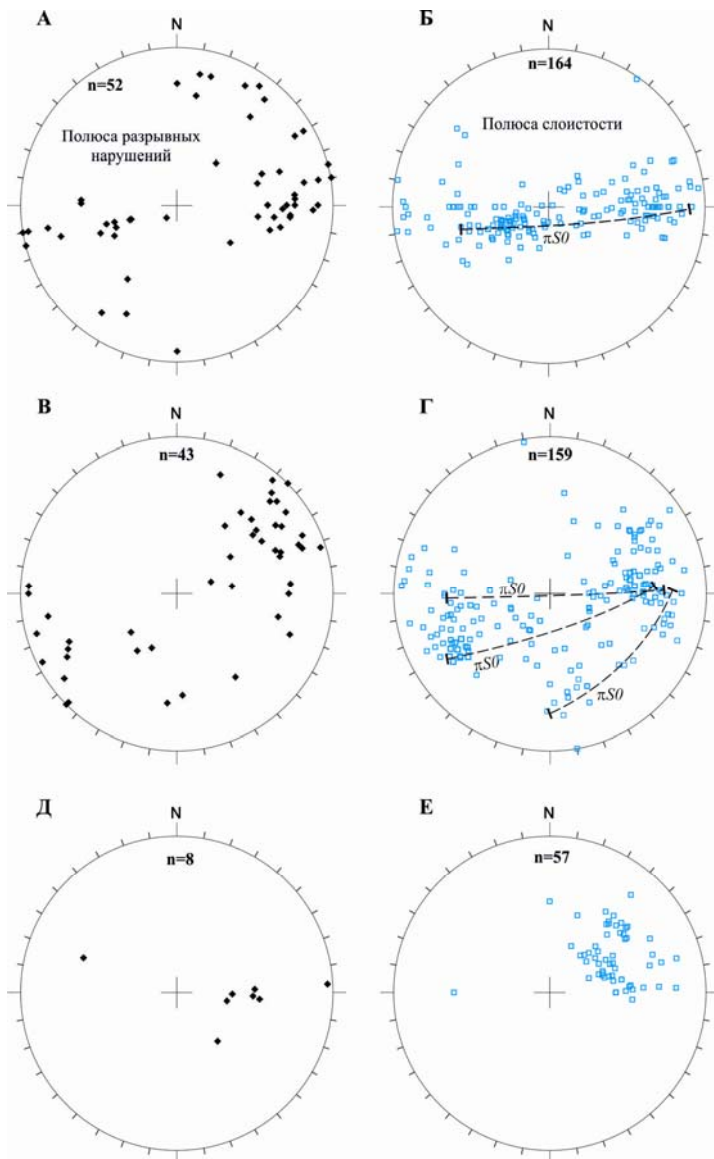


Рис. 1. Полюса разрывных нарушений и слоистости Мало-Тарынского рудного поля. А, Б – домен А; В, Г – домен Б; Д, Е – домен В.

Центральная часть домена характеризуется развитием многочисленных разломов согласных и секущих слоистость пород, нередко осложненной мелкой приразломной складчатостью с пологими и крутыми шарнирами. На участке Голубичный происходит смена простирания пород и рудных зон с северо-западного на субмеридиональное, разветвление минерализованной зоны на две структуры – меридиональную и северо-западную. Небольшой амплитуды приразломные складки b2 надвигового парагенезиса открытые, с округлыми и острыми замками ориентированы в соответствии с простиранием разрывных нарушений. Шарниры складок b2 пологие от 4 до 25°. В крыльях разломов установлены открытые складки с крутыми шарнирами, погружающимися на юго-восток b5 Аз. 147° угол 66°. Складки ассоциируют с правосдвиговыми движениями по разломам субмеридионального простирания.

В верховьях левого борта руч. Эгелях изучено строение структур контролирующей локализацию рудных тел 10 и 13. Они представлены минерализованными зонами дробления с жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией. Минерализованные зоны сопряжены с симметричной антиклинальной складкой с углами падения крыльев 60-70°. Складка шевронного типа меридионального простирания с горизонтальным замком b2 (Аз. 179° угол 3°). На контактах пород разной компетентности наблюдаются многочисленные межслоевые срывы, которые сопровождаются согласными с залеганием пород кварцевыми жилами мощностью до 30-40 см. В целом, появление субпластовых кварцевых жил характерно для призамковых частей складок продольного изгиба со скольжением, что можно наблюдать также в плотике в верховьях руч. Эгелях. Меридиональное простирание структур домена Б, также как и региональный изгиб пород МТРП связаны с наложенными левосдвиговыми деформациями. Сдвиги, нередко межслоевые приводят к формированию асимметричных складок с крутыми шарнирами b (0° угол 50°), значительно осложняющими строение рудных зон. Аналогичные деформации, сопровождающие формирование сурьмяного оруденения установлены в зоне Центральная месторождения Малтан, на рудопроявлении Ма-

лютка Дора-Пильского рудного поля [2, 3]. Как правило, они развиваются локально в крыльях продольных разрывных нарушений. Поздние деформации представлены близширотными сбросолевосдвигами S (Аз. 0° угол 64°). Вдоль близмеридиональных рудоконтролирующих структур в этот этап происходили сбросопродольные движения (*l* Аз. 170° угол 20°).

Строение *домена В* характеризуется преобладающим моноклиналильным залеганием пород с юго-западной вергентностью и многочисленными межслоевыми срыва́ми (рис. 1, Д, Е).

Домены по простиранию ограничиваются системами латеральных и косых рампов, сопряженных с надвигами D1 и D2. В верховье руч. Эгелях выявлены сопряженные минерализованные зоны дробления субмеридионального S Аз. $270\text{--}284^\circ$ угол $65\text{--}85^\circ$ и субширотного S Аз. 160° угол $60\text{--}80^\circ$ простирания. Субмеридиональная зона является фронтальным взбросом (надвигом), субширотная – латеральным рампом. Учитывая рудоносность поперечных зон Au-Sb месторождения Малтан можно предполагать перспективность латеральных и косых рампов МТРП.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН проект № 0381-2016-0004, при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 р_восток_a).

Литература:

1. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.
2. Фридовский, В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан // Тихоокеанская геология. 2014. Т.33. №4. С. 50–62.
3. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7–21.

ГЕОДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

ПЕРОВСКИТ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ВЕРХНЕ- МУНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ)

Азарова Н.С., Бовкун А.В.

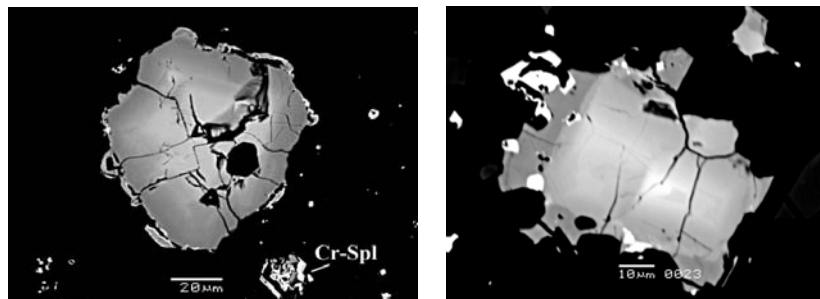
*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, nadiya-azarova@mail.ru; bovkun2004@mail.ru*

Перовскит – один из характерных акцессорных минералов кимберлитовых пород [1, 5]. Предыдущие исследования показали, что высокое содержание перовскита характерно, главным образом, для низко- и неалмазоносных кимберлитов [1].

Объектом данных исследований являлся перовскит из связующей массы массивных порфировых кимберлитов шести трубок (Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная, Поисковая, Зимняя, Лёгкая) Верхне-Мунского поля, являющегося частью Муно-Гюнгского алмазоносного района, ограничивающего с севера наиболее продуктивную Вилуйской область Якутской алмазоносной провинции. Отличительная особенность кимберлитовых пород данного поля – повышенное содержание перовскита, обуславливающее высокое содержание TiO_2 в породах (1–2,5 мас. %, в некоторых случаях до 5,2 мас. %) [2]. В кимберлитах более южных полей Якутской провинции (трубки Удачная, Мир и др.) содержание TiO_2 определяется преимущественно наличием пикроильменита.

Перовскит изученных кимберлитовых пород Верхне-Мунского поля образует сравнительно крупные (до 100 мкм) зёрна субидиоморфной, округло-овальной и неправильной формы (рис.1), рассеянные в связующей массе, состоящей из переменного количества карбоната, флогопита, серпентина (\pm монтичеллит), мелких зерен Sr-содержащего апатита и хромшпинелидов с каймами магнезиального

магнетита или титаномагнетита. В порфириновых кимберлитах трубки Поисковая зерна перовскита особенно многочисленны, а их размер нередко достигает 150 мкм. В кимберлитах трубок Поисковая и Лёгкая вокруг перовскита развиты каймы марганцовистого ильменита.



a

б

Рис. 1. Зональные зерна перовскита в связующей массе кимберлитов трубок Лёгкая (а) и Зимняя (б). Изображения в отражённых электронах

Характер взаимоотношений перовскита и шпинелидов свидетельствует о кристаллизации перовскита до образования титаномагнетита и магнетита. В породах трубки Легкая перовскит, вероятно, образовывался близко по времени к кристаллизации Al-содержащей магнезиальной ульвошпинели.

В кимберлитах Верхне-Мунского поля встречаются как гомогенные, так и зональные зерна перовскита (рис. 1). Центры зональных перовскитовых зерен в кимберлитах трубок Новинка, Зимняя, Комсомольская-Магнитная и Лёгкая обогащены $LREE_2O_3$ (в сумме 3,5–6,2 мас. %), Na_2O (до 1 мас. %), иногда ThO_2 . К краю содержание названных элементов снижается, а количество CaO и Fe_2O_3 увеличивается. Аналогичный характер зональности характерен для перовскита из кимберлитов южной части Якутской провинции (трубок Интернациональная, Мир, Зарница, Сытыканская) [1]. В кимберлитах трубок Новинка и Зимняя вокруг описанных выше зональных зерен наблюдаются прерывистые каймы из позднего перовскита, обогащенного Nb_2O_5 (до 2,7, иногда до 7 мас. %), ZrO_2 (до 0,9–2,6 мас. %), а иногда и SrO

(до 1–1,3 мас. %). Основные вариации составов зерен связаны с гетеровалентным изоморфизмом по схемам: $2Ca \rightarrow Ce+Na$; $Nb+Na \leftrightarrow Ti+Ca$; $2Nb+2Na \leftrightarrow Ti+Fe+REE+Ca$ (рис. 2).

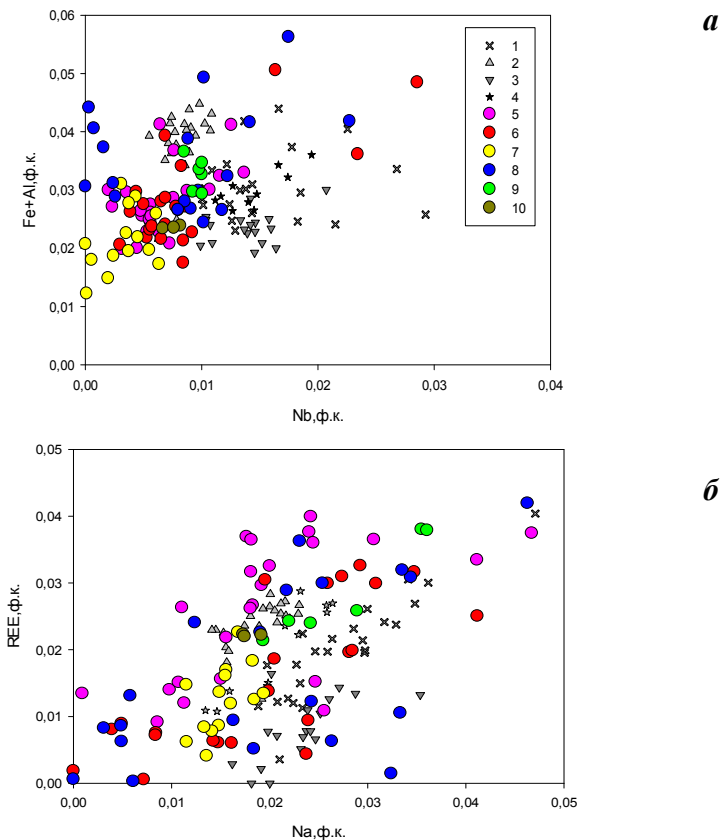


Рис. 2. Сравнительные диаграммы составов перовскита из связующей массы кимберлитов трубок Верхне-Мунского поля (5-10) и других тел Якутской алмазонасной провинции (1-4) [1]

1 – Удачная-Восточная, 2 – Зарница, 3 – Юбилейная, 4 – Дальняя, 5 – Комсомольская-Магнитная, 6 – Новинка, 7 – Поисковая, 8 – Зимняя, 9 – Лёгкая, 10 – Заполярная

В кимберлитах трубок Поисковая и Заполярная зерна перовскита практически гомогенны, но в Поисковой их состав заметно варьирует по содержанию LREE_2O_3 (1,3–3,7 мас. %), тогда как в Заполярной они имеют узкий диапазон составов и содержат около 3,3 мас. % LREE_2O_3 .

Оценка значения f_{O_2} кимберлитового расплава при кристаллизации перовскита с помощью Nb-Fe^{3+} -перовскитового оксибарометра [3] свидетельствует о том, что перовскит кимберлитов Верхне-Мунского поля кристаллизовался в условиях широкого диапазона значений фугитивности кислорода, соответствующей ΔNNO от -4,4 в трубке Поисковая до +5,9 в трубке Зимняя (рис. 3).

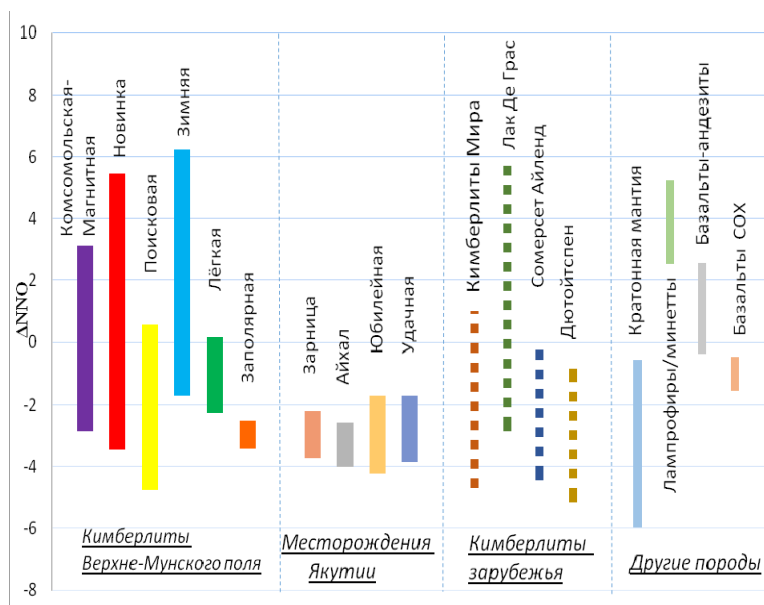


Рис. 3. Сравнительная диаграмма значений f_{O_2} (ΔNNO) для кимберлитовых расплавов при кристаллизации перовскита Верхне-Мунского поля, алмазоносных тел Якутии [9], кимберлитов зарубежья, других пород и мантии кратонов [4, 6, 8]

При этом наиболее высокие значения f_{O_2} при кристаллизации перовскита присущи кимберлитам трубок Зимняя, Новинка и Комсомольская-Магнитная, в связующей массе которых развит сложнзональный перовскит, а каймы магнезиального магнетита (титаномагнетита) вокруг хромшпинелидов имеют наибольшую мощность (обычно 10-12, иногда до 20 мкм). Сравнение полученных данных с литературными [9] показывает, что кимберлиты Верхне-Мунского поля формировались в более окислительных условиях, чем породы более высокоалмазоносных трубок Айхал, Удачная, Юбилейная и Зарница. Сходные значения f_{O_2} кимберлитового расплава при кристаллизации перовскита получены для кимберлитов Лак де Грас (Канада) [4].

Полученные результаты исследований свидетельствуют о длительности процесса кристаллизации перовскита при формировании кимберлитов Верхне-Мунского поля и повышенной фугитивности кислорода в минералообразующей среде в процессе формирования пород. Возможно, именно последний фактор обусловил широкую распространенность кристаллов алмаза с признаками природного растворения и травления в кимберлитах Верхне-Мунского поля. По данным [7], окислительные условия в кимберлитовом расплаве – один из ключевых факторов сохранности алмазов при их доставке кимберлитами к поверхности.

Литература:

1. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. и др. Микрораспространенность оксидов из кимберлитов России. Москва: ГЕОС. 2009. 498 с.
2. Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. / Отв. ред. Н.П. Похиленко. – Мирный: ООО «МГП». 2015. 480 с.
3. Bellis A.J and Canil D. Ferric iron in $CaTiO_3$ perovskite as an oxygen barometer for kimberlitic magmas I: experimental calibration // Journal of Petrology. 2007. 48. P.219-230.
4. Canil D. and Bellis A.J Ferric iron in $CaTiO_3$ perovskite as an oxygen barometer for kimberlitic magmas II: applications // Journal of Petrology. 2007. 48. P.231-252.
5. Chakhmouradian A.R. and Mitchell R.H. Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites. // Can. Mineral. 2000. v. 38. P.975-994.

6. Chalapathi Rao N.V., Wu and other. Mesoproterozoic U–Pb ages, trace element and Sr–Nd isotopic composition of perovskite from kimberlites of the Eastern Dharwar craton, Southern India: Distinct mantle sources and a widespread 1.1 Ga tectonomagmatic event // *Chem. Geol.*, 2013. 353. P.48-64.

7. Fedortchouk Y., Canil D., Semenets E., Mechanisms of diamond oxidation and their bearing on the fluid composition in kimberlite magmas // *American Mineralogist*. 2007. 92. P.1200-1212.

8. Castillo-Oliver M., Galí S., Melgarejo J.C. and other. Trace-element geochemistry and U–Pb dating of perovskite in kimberlites of the Lunda Norte province (NE Angola): Petrogenetic and tectonic implications // *Chemical Geology*. 2016. 426. P.118-134.

9. Nowicki T., Galloway M., le Roex A. and other. Iron-in-perovskite oxygen barometry and diamond resorption in kimberlites and lamproites from southern Africa, Russia and Australia // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No. 9IKC-A-00301. 2008.

ГЕМОИЛЬМЕНИТ – НОВЫЙ ИНДИКАТОР КИМБЕРЛИТА?

**Афанасьев В.П.¹, Николенко Е.И.¹, Мальцев М.В.²,
Иванов А.С.², Роговой В.В.²**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; diamond@mail.ru; nevgeny@gmail.com*

²*Ботубунская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ОАО), Мирный
bgre@alrosa.ru*

Пикроильмениту – магнезиальной разновидности ильменита, характерной для кимберлитов, посвящены многочисленные публикации [1, 2, 4, 7–9 и др.].

Пикроильмениты из кимберлитов имеют достаточно сложный состав, который может быть представлен как твердый раствор ильменитового, гейкелитового и гематитового компонентов с переменными значениями примесей Cr₂O₃ (0.01–12 мас. %) и Al₂O₃ (обычные значения – 0.4–0.7 мас. %, редко выше 1 мас. %). Содержание MgO варьирует от 3 до 23 мас. %, TiO₂ – 30–58 мас. %; гематитового компонента

– от 5 до 30 мол. %. В координатах MgO – TiO₂ распределение точек составов пикроильменитов образует достаточно выдержанный тренд, определяемый положительной корреляцией магния и титана. При этом имеется разрыв в области примерно 6 мас. % MgO и 43 мас. % TiO₂; низкомagneзиальный низкотитанистый пикроильменит является ферримагнитным при комнатной температуре, высокомагнезиальный высокотитанистый – парамагнитным [2]. В большинстве кимберлитовых тел Якутии и других алмазоносных регионов резко преобладает парамагнитный пикроильменит. Однако в некоторых кимберлитовых полях, в частности в известных кимберлитовых телах Мало-Ботуобинского района и в ореолах, связанных с еще не найденными здесь кимберлитами, доля ферримагнитного пикроильменита достигает 20–40 %; он характерен также для ореолов индикаторных минералов вдоль Вилюйско-Мархинской кимберлитоконтролирующей зоны глубинных разломов [1, 3].

Вопрос о происхождении ферримагнитного пикроильменита из кимберлитов до сих пор остается открытым. Поэтому крайне ценна любая информация, способная пролить свет на происхождение ферримагнитного пикроильменита.

Во время полевых работ 2005–2007гг в Гвинее в пределах Гвинейско-Либерийского щита нами было найдено новое алмазоносное кимберлитовое поле, названное «Массаду» представленное шестнадцатью дайками. Во всех дайках были обнаружены ферримагнитные выделения ильменита, имеющие зональное строение. Исключение представляет дайка «Выход» и дайка «№ 6», где ферримагнитный ильменит практически отсутствует, а зерна имеют монокристалльное строение с составом, соответствующим обычному парамагнитному пикроильмениту.

Исследование минералов с помощью оптической и сканирующей микроскопии показало, что ферримагнитные ильмениты из даек Гвинеи имеют хорошо развитую кайму, мощность которой меняется от тела к телу. Каймы имеют параллельно-шестоватое строение и кристаллографическую ориентировку. В каймах отмечено возрастание содержаний TiO₂, Cr₂O₃, MnO, MgO и понижение содержаний Al₂O₃,

FeO. Магнитность зерен обеспечивается их ядерной высокожелезистой частью, тогда как оболочка по составу соответствует парамагнитному пикроильмениту и не магнитна при комнатной температуре. Проведенный рентгенофазовый анализ зональных зерен показал сочетание молекулы ильменита (оболочка) и гематита (ядерная часть).

Мы предположили, что подобные зональные зерна могут быть среди ферримагнитных пикроильменитов Мало-Ботуобинского района. Действительно, при изучении магнитной фракции пикроильменитов из концентрата трубки Дачная были обнаружены аналогичные зональные ильмениты. Результаты исследования показали, что магнитный ильменит трубки Дачная и ильменит из кимберлитов поля «Массаду» имеют как сходную по внешним признакам зональность, так и одинаковые вариации химического состава центральных и краевых частей. Зональные ильмениты в кимберлитах поля «Массаду» резко доминируют, тогда как в трубке «Дачная» содержание зональных магнитных ильменитов существенно меньше (около 30%) и выраженность каймы хуже.

Наличие зональности показывает, что процесс изменения состава зерен не дошел до конца. Мы полагаем, что возникновение каймы связано с взаимодействием исходного гемоильменита с кимберлитовым расплавом. Прогрессивное развитие каймы приводит к полному замещению исходного зерна, после чего кайма волокнистого строения перекристаллизовывается в монокристалл, соответствующий обычному пикроильмениту и теряет реакционные признаки. Эта точка зрения согласуется с представлениями других авторов [5, 6, 9].

Таким образом, можно предполагать, что одним из путей образования парамагнитного пикроильменита в кимберлитах является реакционное взаимодействие исходного высокожелезистого материала с кимберлитовым расплавом. Ферримагнитный ильменит, характерный для трубок Мало-Ботуобинского района, является в таком случае продуктом незавершенной реакции и более близок по составу к исходному материалу.

Открытым остается вопрос природы исходного гемоильменита, по которому развивается парамагнитный пикроильменит. В большинстве

случаев гемоильменит исчезает, замещаясь обычным пикроильменитом. Однако в 2016 году в верховьях реки Ыгыатта был опробован ореол от неизвестного кимберлитового тела, включающий пиропы и гемоильменит, причем без признаков зональности, т.е. еще не вступивший в реакционное взаимодействие с кимберлитовым расплавом. Обнаружение коренного источника этого гемоильменита дало бы возможность понять природу гемоильменита.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект 0330-2016-0006)

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск, Филиал «Гео» Изд. СО РАН. 2001. 276 с.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Г. Ильменит из кимберлитов. М.: Изд. МГУ. 1984. 240 с.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шликхоминералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра. 1995. 348 с.
5. Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазонасной провинции) //Новосибирск: АРТА. 2008. 252 с.
6. Apter D.B., Harper F.J., Wyatt B.A., Smith B.H.S., The geology of the Mayeng sill complex, South Africa. In: Kornprobst, J. (Ed.), Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks. Proc. 3rd Int. Kimb. Conf. Elsevier. 1984. Amsterdam. P.43-57.
7. Haggerty S.E., Hardie III R.B., McMahon B.M. The mineral chemistry of the ilmenite nodule associations from the Monastery diatrema. In: Boyd FR, Meyer, HOA (eds) Proceedings of the Second Kimberlite Conference. 1979. Vol 2. P.249-256.
8. Mitchell R.H. Experimental studies At 5–12 GPa of the Ondermatjie hyabysal kimberlite // Lithos. 2004. 76. P.551-564.
9. Moore A.E., A model for the origin of ilmenite in kimberlite and diamond: implications for the genesis of the discrete nodule (megacryst) suite. Contrib. Mineral. Petrol. 1987. 95. P.245-253.
10. Schulze D.J., Anderson P.F.N., Hearn B.C., Hetman C.M. Origin and significance of ilmenite megacrysts and macrocrysts from kimberlite. Int. Geol. Rev. 1995. 37. P.780-812.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ РУД МАССИВА ТОМТОР

Баранов Л.Н.^{1,2}, Толстов А.В.², Лазарева Е.В.², Карманов Н.С.²

¹*Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск,
geoleo@mail.ru*

²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; tolstov@igm.nsc.ru*

Один из крупнейших в мире ультраосновной щелочной карбонатитовый массив Томтор (площадь 250 км²) расположен на восточном обрамлении Анабарской антеклизы и приурочен к Уджинскому сводовому поднятию [7, 8, 9]. Геологические комплексы массива Томтор образуют 3 структурных этажа (плутонический, средний – вулканогенный, вулканогенно-осадочный, и верхний – вулканогенно-осадочный) и сложены силикатными, карбонатными и карбонатно-силикатными образованиями (нефелиновыми сиенитами, фойдолитами, камафоритами, щелочно-ультраосновными породами дайкой фации), а также широко распространенными повсеместно гипергенными образованиями [7, 8, 9]. Особое внимание нами уделено апатит-магнетитовым рудам (известным, как фоскориты, камафориты), наименее изученным к настоящему времени из всех породно-вещественных комплексов Томторского рудного поля. Последняя работа по минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор опубликована более 20 лет назад [6], что диктует необходимость проведения ряда работ по изучению и оценки вещественного состава апатит-магнетитовых руд.

В пределах Томторского рудного поля установлены промышленные залежи апатит-магнетитовых руд, образующие месторождение «Онкучах» (участок Рудный) с ресурсами железа около 1 млрд. т. [6]. Месторождение сложено массивными титано-магнетитовыми рудами, образующих серию параллельных, серповидных, крутопадающих жил с-з простирания, мощностью от 75 до 100 м при протяженности до 3,5 км. Окисленные апатит-магнетитовые руды также выявлены на уча-

стке Южный при оценочных работах [5]. Апатит-магнетитовые руды, известные также как камафориты, фоскориты, нельсониты, образуют серповидные тела мощностью 300–400 м и сопровождают ядро массива с восточной и западной сторон. [5, 6, 8].

В ходе проведенных исследований были детально изучены образцы апатит-магнетитовых пород, а также собраны данные по вмещающим породам. В камафоритах обнаружено более 50 минеральных фаз, включающих оксиды, силикаты и алюмосиликаты, карбонаты и фторкарбонаты, сульфиды и сульфаты, гидрооксиды, галогениды и самородное золото. Большинство из этих минералов обнаружены впервые в апатит-магнетитовых рудах массива Томтор. К настоящему времени нами изучены особенности наиболее характерных минералов, некоторые из которых были описаны в 1994 г. [6]. В ходе настоящих исследований нами были выделены структурно-текстурные особенности апатит-магнетитовых руд массива Томтор, изучены минеральные фазы, формы их выделения, взаимоотношения минералов, методом электронной сканирующей микроскопии изучены составы минеральных фаз, зональность минералов, распределение примесных элементов по породе и минералам.

Обнаружение в камафоритах массива Томтор в ощутимых количествах золота, урана, тория, лантаноидов, иттрия и скандия диктует необходимость проведения дополнительных исследований: определения взаимоотношения всех выявленных минералов, уточнение составов и условия образования пород, определение концентраций редких элементов, сравнение геохимии апатит-магнетитовых руд и вмещающих пород. Образование камафоритов охватывает длительное время, вследствие чего породы претерпели множество изменений. Предшественниками (НИИГА, СЕВМОРГЕО, ВНИИ Океангеология) было установлено, что становление и преобразование апатит-магнетитовых руд происходило как в докарбонатитовый этап, так и на всём протяжении формирования и изменения карбонатитов [11].

На основании энергодисперсионной спектрометрии было установлено, что карбонаты камафоритов имеют повышенное содержание хлора, помимо редкоземельных элементов и тория (рис.). На основании работы по золотоносным карбонатам [2], в которых было показано, что золото-платиновая минерализация коррелирует с содержанием хлора в карбонатитовом расплаве, можно предположить, что апатит-магнетитовые руды, претерпевшие преобразования в карбонатитовый этап, содержат определенное количество золота и платины. В подтверждение этому нами обнаружено зерно золота размером 1 микрон в карбонате из камафоритов.

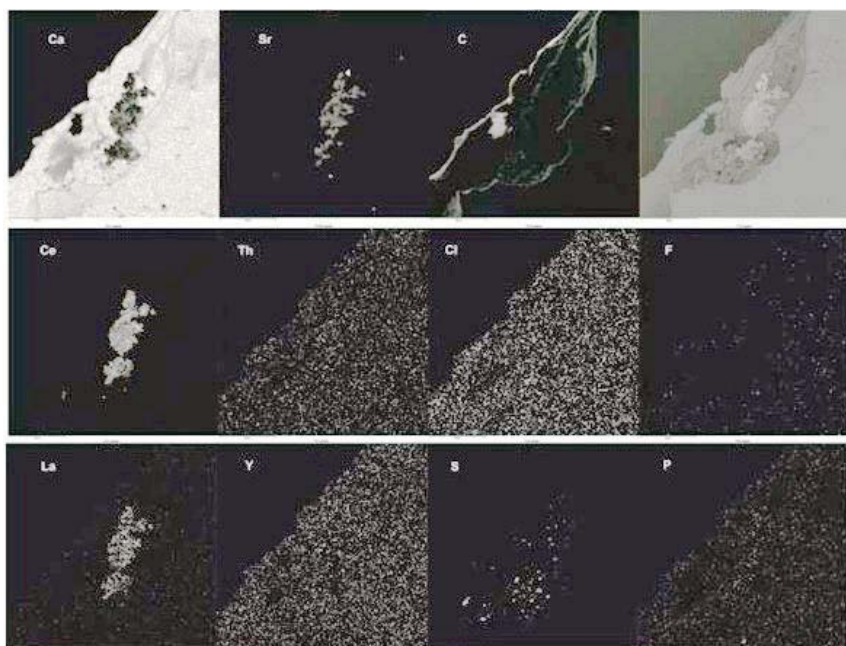


Рис. ЭДС карты и электронное изображение карбоната апатит-магнетитовых руд массива Томтор (скважина 801, глубина 59,5 м)

Литература:

1. Баранов Л.Н., Толстов А.В., Лазарева Е.В., Карманов Н.С. Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор. // Сборник материалов VI Российской молодёжной науч.-практич. Школы с межд. участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН. Москва. 2016. С.56-58.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И. Золотоносные карбонатиты. // Успехи современного естествознания, Изд. Дом «Академия Естествознания» (Пенза). 2014. №11. С.25-28.
3. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Кубышев А.И., Толстов А.В. Скандиево-редкоземельно-иттриево-ниобиевые руды – новый тип редкометалльного сырья. // ГРМ, 1990. Том 32. № 1. С.105-109.
4. Похиленко Н.П., Крюков В.А., Толстов А.В., Самсонов Н.Ю. Томтор как приоритетный инвестиционный проект обеспечения России собственным источником редкоземельных элементов. ЭКО. 2014. № 2 (476). С.22-35.
5. Слепцов А. П., Толстов А.В., Баранов Л.Н. Новый взгляд на полезные ископаемые Томторского рудного поля. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. М-лы Всерос. науч.-пр. конф. 2016. Якутск. СВФУ. С.271-275.
6. Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор (С-З Якутия). // Геология и геофизика. 1994. № 9. С.91-100.
7. Толстов А.В., Энтин А.Р., Тянь О.А. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск, ЯНЦ СО РАН. 1995. 168с.
8. Толстов А.В. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск, ЯНЦ СО РАН. 1999. 164 с.
9. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М.: ИМГРЭ. 2006. 212 с.
10. Толстов А.В., Слепцов А.П., Рылов Д.А., Баранов Л.Н. Проблемы разведки Северного и Южного участков Томторского рудного поля / В сб.: Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Тр. XXXIII Международной конференции. Отв. редактор: Л.Н. Когарко. 2016. С.125-128.
11. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Василенко В.Б., Орлов А.И., Тянь О.А., Ольховик Ю.А., Ольштынский С.И., Толстов А.В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-западная Якутия) Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 12. С.42-51.

АЛМАЗ – КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МОНОЭЛЕМЕНТНЫЙ ПОЛИМЕР

Бескрованов В.В., Дьячковская Т.К.

ФГАОУ ВО "Северо-Восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова, bescrovanov@mail.ru, tuyara-kim@yandex.ru

Кристалл алмаза можно рассматривать как огромную молекулу, в которой каждый атом углерода окружен четырьмя соседними атомами, расположенными по вершинам тетраэдра. Валентный угол между соседними связями равен тетраэдрическому углу $\theta = 109^\circ 28'$. По своему строению алмаз, по мнению авторов работ [3, 5, 6], имеет много общего с сетчатыми гипермолекулярными полимерами со сложной гранецентрированной кубической решеткой.

Интересно сравнить формы макромолекул полимеров и углеродных структур. Первые из них делятся на *линейные, разветвленные, лестничные и пространственные* формы [2, 6]. К *линейным* относят макромолекулы (рис. 1а) в виде зигзагообразных или закрученных в спираль цепочек с высокой прочностью химических связей вдоль цепи и слабыми межмолекулярными связями. *Разветвленные* полимеры (рис. 1б) дополнены боковыми ответвлениями от главной молекулярной цепи. Макромолекула *лестничных* полимеров составлена двумя цепями молекул, соединенных химическими связями (рис. 1в). И, наконец, *сетчатые* полимеры (рис. 1г) образуют объемные соединения молекулярных цепей в поперечном направлении с образованием пространственной структура с различной частотой сетки.

В зависимости от упаковки молекул полимеры могут одновременно иметь и кристаллическое, и аморфное строение. В отличие от металлов, кристалличность полимеров – это упорядоченное (параллельное) расположение звеньев и цепей, которое обычно составляет 50%, но может достигать 90%. Соотношение кристаллической и аморфной фаз называется *степенью кристаллизации*. Оно изменяется в зависимости от скорости охлаждения и вытяжки. Аморфные материалы обычно хрупки, а кристалличность придает полимеру повышенную

теплостойкость, жесткость и прочность. К кристаллизующимся полимерам относятся полиэтилен, полипропилен, полиамид и др.

Одним из замечательных свойств углерода является многообразие его проявлений, на что еще в 1903 г. указал Д.И. Менделеев в своих «Основах химии». Т.Г. Шумилова [4] перечислила 17 наиболее достоверных его модификаций: алмаз, лонсдейлит, квазиодномерный алмаз, алмазоподобный углерод, гексагональный графит, ромбический графит, кубический графит, графитоподобный углерод, наночастицы, нанотрубы, чаоит, α -карбин, β -карбин, карбиноподобный углерод, фуллерит, стекловидный углерод, фуллерены. Она отмечает, что перечисленные модификации отличаются неравномерной изученностью.

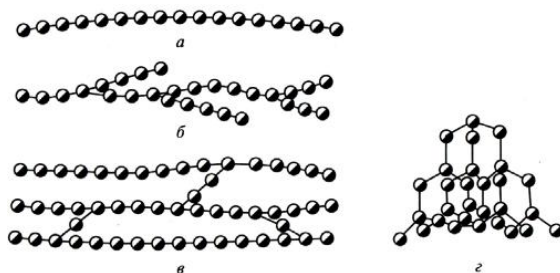


Рис. 1. Формы макромолекул полимеров: а – линейная, б – разветвленная, в – лестничная, г – сетчатая, пространственная

Недавно получена еще одна модификация свободного состояния углерода – графен. Высокая способность к катенации позволила углероду производить конструкции с возрастающей сложностью. Все чаще используются новые уникальные углеродные материалы: наноалмазы, углеродные нанотрубки, фуллерены и фуллериты, пеноуглерод, алмазные пленки и алмазоподобные покрытия, карбины в различных сочетаниях с другими углеродными структурами.

Своим разнообразием углерод обязан уникальному комплексу физико-химических особенностей. Его атом может иметь четыре валентности и образовывать три гибридных состояния sp^3 , sp^2 и sp^1 , образующих соответственно тетраэдрические (3D), плоские (2D) и линейные (1D) структурные единицы. Последние служат строительны-

ми элементами аллотропов углерода: 3D – алмаз и лонсдейлит; 2D – графит, 1D – карбины.

Атомы углерода в одном и том же соединении способны выполнять роль и акцептора, и донора электронов. Они образуют почти все типы связей, какие знает химия. Среди углерод - углеродных связей можно встретить чисто ковалентные, почти чисто ионные и ионоидные с самыми различными значениями зарядов атомов: $C6^+$, $C6^-$. В работе [4]. приведена диаграмма гибридных форм углерода (рис. 2), построенная в виде треугольника, в вершинах размещены: 1) алмаз, лонсдейлит (sp^3); 2) графит (sp^2) и 3) карбин (sp^1).

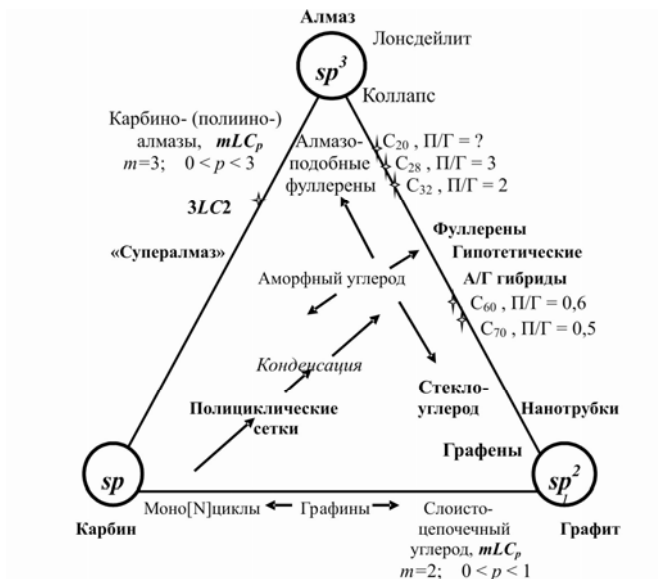


Рис. 2. Трехугольная диаграмма гибридных форм углерода [4]

В центре треугольника расположены аморфный углерод → стеклоуглерод, а стороны образованы прямыми: 1) алмаз (sp^3) – карбино(полиино)алмазы – «супералмаз» – карбин (sp^1); 2) карбин (sp^1) – моно[N]циклы ← графины → слоистоцепочечный углерод – графит (sp^2); 3) графит (sp^2) – нанотрубки – $C70$ (П/Г = 0,5) – $C60$ (П/Г = 0,6) – гипо-

тетические А/Г-гибриды – фуллерены C32(П/Г = 2), C28(П/Г = 3), C20(П/Г = ∞). Вблизи вершины графита (sp^2) приурочены графены, а вершины алмаза (sp^3) – алмазоподобные фуллерены. Здесь обозначения: А/Г – алмазо-графитовые, П/Г – пентагонально-гексагональные.

Алмаз (sp^3 , 3D), кубическая сингония – Fd3m (a = 0,356 нм). Лонсдейлит, гексагональная сингония – R $\bar{6}_3$ /mmc (a = 0,252 нм; c = 0,412 нм). Графит (sp^2 , 2D). Гексагональный (α) – C $\bar{6}_3$ /mmc (a = 0,246 нм; c = 0,680 нм; c/a = 2,734). Ромбоэдрический (β) – R3m (a = 0,246 нм; c = 1,006 нм; c/a = 4,089), метастабильная фаза, встречается в природных графитах (до 30% массы). Графит кубический; a = 0,554 нм.

Сравнительный анализ указывает на удивительно близкое сходство формы кристаллической структуры алмаза и сетчатого полимера. Это с одной стороны. С другой, линейная структура полимеров (рис. 1а) очень напоминает структуру α - и β -карбинов, а разветвленная и лестничная наводят мысль об их сходстве со строением графита и графена.

К сожалению, в известной нам литературе электронные структуры полимеров охарактеризованы недостаточно и мы опираемся только на геометрическое подобие их структур со структурами углеродных материалов. Возможно, их соответствие распространяется и на параметры структуры.

Близкое подобие углеродных и полимерных структур приводит к тому, что один и тот же материал попадает в перечень одновременно тех и других. Полимеры, содержащие атомы углерода с разной sp^1 , sp^2 , и sp^3 гибридизацией электронных орбиталей образуют аморфные углеродные формы. Одной из таких аморфных полимерных форм является стеклоуглерод, представляющий собой новый конструкционный материал с уникальными свойствами, которыми не обладают ни карбины, ни графит и даже алмаз. С другой стороны, Т.Г. Шумилова включила стеклоуглерод в перечень углеродных форм (см. рис. 2), что свидетельствует об условности деления некоторых материалов на полимерные углеродные формы.

Литература:

1. Исследование углерода — успехи и проблемы. М.: Наука. 2007. 206 с.

2. Краткая химическая энциклопедия. М.: Сов. Энцикл., 1961. Т.1. 631 с.
3. Неорганические полимеры // Под. ред. Ф.Стоуна, В. Грэхема. М.: Мир. 1965. 435 с.
4. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода // Автореф. дис. докт. геол.- мин. наук. Санкт-Петербург. 2003.
5. Шур А.М. Высокмолекулярные соединения. М.: Выс. шк., 1981. 656 с.
6. Энциклопедия полимеров. М.: Сов. Энцикл., 1974. Т.2. 516 с.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ ЭКЛОГИТОВОГО И ПЕРИДОТИТОВОГО ГЕНЕЗИСА

Богуш И.Н., Специус З.В., Ковальчук О.Е., Кедрова Т.В.
*Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
АК «АЛРОСА» г. Мирный, Якутия*

Изучение мантийных ксенолитов и минеральных включений в алмазах указывает на две главные среды формирования алмазов – перидотитовую (Р) и эклогитовую (Е) [2, 6]. Однако, прямые определения парагенетической принадлежности кристаллов из кимберлитов и россыпей затруднены тем, что алмазоносные ксенолиты в кимберлитах встречаются довольно редко, а содержание алмазов с минеральными макровключениями обычно не превышает 5% от общего их количества в коренных месторождениях. Предполагается, что типоморфные особенности самих алмазов, их морфология, структурные дефекты и изотопные данные углерода несут информацию об РТ-условиях роста и химических особенностях среды их кристаллизации. Цель работы – наработка баз данных и определение способов идентификации парагенетической принадлежности мантийным глубинным породам природных кристаллов алмаза из кимберлитов и россыпных месторождений.

Из разных коренных месторождений Якутии (трубки Мир, Интернациональная, Нюрбинская, Удачная, Зарница, Айхал, Юбилейная) было изучено около 980 кристаллов, в том числе 880 алмазов из 77 мантийных ксенолитов и 100 кристаллов со вскрытыми и идентифицированными макровключениями Р- и Е-типов.

Минералогическое описание алмазов проводилось с использованием бинокулярного микроскопа Leica Wild M420 и включало в себя морфологическую характеристику каждого индивида с определением разновидности по Ю.Л. Орлову [1] и габитуса кристалла, а также описание его физиографических признаков (скульптуры поверхности, двойники и сростки, включения, цвет и др.). Химический состав макровключений алмазов и минералов мантийных ксенолитов определялся с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом Superprobe JXA-8800R. Для определения дефектно-примесного состава алмазов была применена ИК-спектроскопия. Регистрацию спектров ИК-поглощения в волновом диапазоне 600–4500 см^{-1} проводили на Фурье спектрометре Tensor-27 фирмы Bruker с микроскопом Nuregion 3000. В качестве внутреннего стандарта было принято собственное поглощение алмаза [8]. Для расчёта спектров алмаза смешанного типа применяли разложение суммарного ИК-спектра на индивидуальные С-, А- и В1-системы полос поглощения, полученные с природных алмазов чистых типов Ib, IaA и IaB. Концентрации дефектов определялись с использованием соотношений, предложенных в работах [3–5]. Суммарный азот (N_{tot}) определялся сложением выявленных концентраций этой примеси в С-, А-, В-формах. Содержание В2-дефектов оценивалось по коэффициенту поглощения полосы на 1358–1380 см^{-1} , а примеси водорода – по поглощению полос С-Н колебаний на частоте 3107 см^{-1} [7].

Из 135 кристаллов ориентировочно через геометрический центр изготовлены пластинки алмазов, проведено их площадное исследование методом ИК-картирования (шаг сетки 50–200 $\mu\text{м}$). Таким образом, получена база данных по характеристикам природных алмазов с известным парагенезисом, включающая 980 описаний внешней морфологии кристаллов, около 50000 точек изучения методом ИК-спектроскопии (33170 точек изучения алмазов Е-типа, 16500 точек – Р-типа). В указанных точках измерения определено суммарное содержание азота (N_{tot}), коэффициента поглощения полосы В2-дефекта (В2) и положение его максимума ($\text{max } k_{\text{B2}}$), коэффициента поглощения узкой полосы Н-центра на частоте 3107 см^{-1} (k_{3107}).

Так как внешняя морфология отражает лишь заключительный этап роста алмазов, по минералогическим характеристикам была выделена небольшая группа кристаллов, которая по нашим данным относится к алмазам только Е-типа: кубоиды, алмазы в «оболочке» и кристаллы II разновидности по Ю.Л. Орлову [1].

Положение алмазов перидотитового и эклогитового генезиса по пяти параметрам (суммарное содержание азота (N_{tot}), коэффициента поглощения полосы В2-дефекта (В2) и положение его максимума ($\max k_{\text{В2}}$), коэффициента поглощения полосы Н-центра на частоте 3107 см^{-1} (k_{3107}) приведены на рисунке. Несмотря на заметные области пересечения, установлена специфичность содержания примесных и структурных дефектов в алмазах разных типов пород. Так кристаллы Е-типа, по сравнению с образцами Р-типа, характеризуются заметно большим суммарным содержанием азота и водорода, среди них много алмазов с положением максимума В2-дефекта на частоте $1365\text{--}1383 \text{ см}^{-1}$. По полученной базе данных по ИК-характеристикам кристаллов эклогитовых и перидотитовых парагенезисов проведена попытка идентифицировать тип парагенезиса любого алмаза. Для этой цели были привлечены статистические методы обработки данных, в частности метод нейронного анализа «Классификация», реализованный в пакете STATISTICA Neural Networks (STATISTICA10, StatSoft, Inc.). На основе статистически представительного набора данных по алмазам Р- и Е-типа, с использованием параметров N_{tot} (at. ppm), В1 (%), В2 (см^{-1}), $\max k_{\text{В2}}$ (см^{-1}), Н (см^{-1}), были получены довольно эффективные нейросетевые модели. В результате их тестирования установлен достаточно высокий процент правильной идентификации типа парагенезиса: от 70 до 91% образцов из контрольных массивов, не участвовавших в обучении сетей.

Таким образом, установлено, что парагенетическая принадлежность алмазов имеет заметное отражение в их типоморфных свойствах, что позволяет с высокой долей вероятности, используя современные статистические методы, идентифицировать тип материнских по-

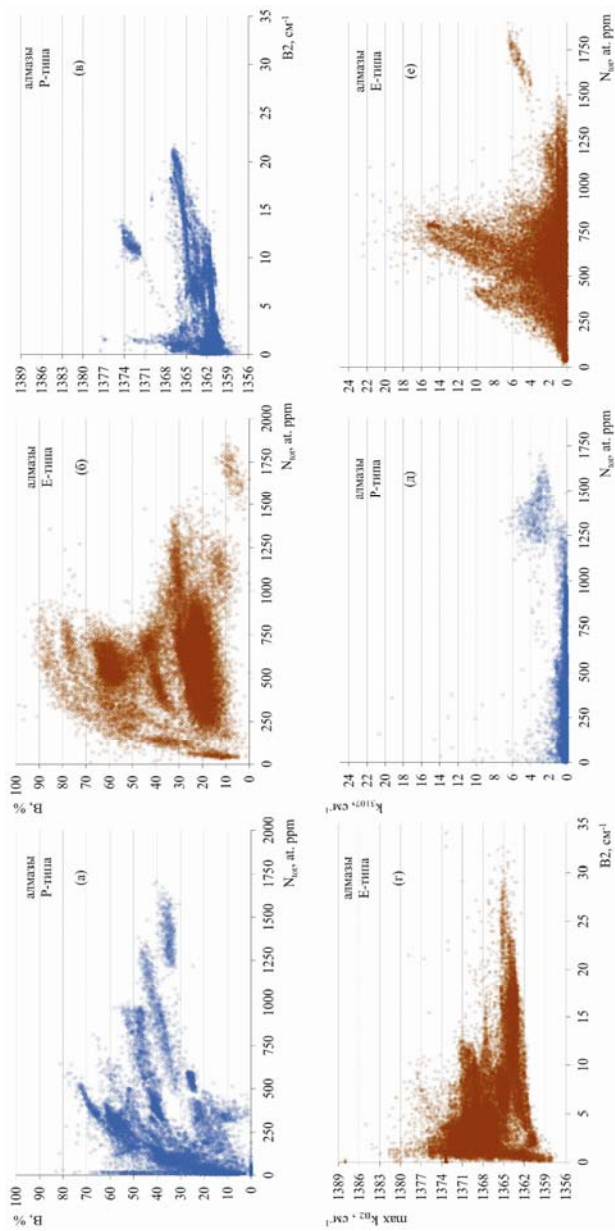


Рис. Положение алмазов перидотитового (а, в, д) и эклогитового (б, г, е) генезиса на диаграммах: $N_{tot} - B1$ (а, б), $B2 - \max K_{B2}$ (в, г), $N_{tot} - H$ (д, е)

род природных кристаллов алмаза из кимберлитов и россыпных месторождений, независимо от наличия минеральных включений-узников и анализа их химического состава. Разбраковка алмазов по типам материнских пород – это ключ к пониманию генезиса не только алмазов, но и мантийных и кимберлитовых пород различных сегментов Сибирской литосферы, оценке потенциальной алмазности территории, а значит – к разработке новых, более совершенных и экспрессных методов поиска месторождений с заданной продуктивностью и качеством алмазного сырья.

Литература:

1. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 264 с.
2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.
3. Соболев Е.В., Лисойван В.И. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1978. С.245-255.
4. Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond. *Philos. Mag.* B(69). 1994. P.1149-1153.
5. Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregation in diamond // *Philos. Mag.* B(72). 1995. P.351-361.
6. Kingma K.J., Cohen R.E., Hemley R.J. and Mao H.K. Transformation of stishovite to a denser phase at lower mantle pressure // *Nature* (374). 1995. P.243-245.
7. de Weerd F., Pal'yanov Y.N., Collins A.T. Absorption spectra of hydrogen in ¹³C diamond produced by high-pressure, high-temperature synthesis // *J. Phys. Condens. Matter* (15). 2003. P.3163-3170.
8. Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: A data handbook. Springer Berlin Heidelberg. 2001. 502 p.

ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРИТОВ И КАРБОНАТИТОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г., Минин В.А.
*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск*

Еще в середине прошлого века академик А.Н. Заварицкий (1955) отметил, что состав горной породы определяется составами магм. Разные магмы различаются лишь по химическому составу. Химический состав для классификации горных пород является более важным признаком, чем другие. Вместе с тем, петрохимические выводы должны учитывать и петрографо-минералогические характеристики пород, поскольку петрохимия - лишь одно из направлений описательной петрографии. В составе кимберлитовой провинции Якутии выделяются так называемые кимберлитовые поля, которые могут быть разделены на две группы алмазоносных кимберлитов и не алмазоносных щелочных пикритов.

Эта ситуация отражена в известной работе «Классификации и номенклатуре магматических горных пород», составленной под руководством академика О.А. Богатикова и других (1981). В этой классификации кимберлиты в виде петрохимического вида входят в состав семейства щелочных пикритов группы ультраосновных пород. В семействе щелочных пикритов к виду кимберлита наиболее близок состав вида безпироксеновых щелочных пикритов. Важной особенностью является тот факт, что у представителей вида кимберлитов имеют место алмаз и другие барофильные акцессории, которые отсутствуют у семейства безпироксеновых пикритов.

Поскольку в Якутской кимберлитовой провинции представители разных видов территориально разобщены и занимают значительные площади, можно говорить о кимберлитовой и щелочно-пикритовой локальных магматических формациях (видах) [3–10, 12]. Описанию химических составов пород этих формаций авторы посвятили долгие десятилетия. Работы проводились при непосредственной финансовой

и административной поддержке Геологической службы АК «АЛРОСА» (ПАО). Авторам удалось собрать образцы керна разведочных скважин по более чем 400 интрузивным телам, расположенным в 19 кимберлитовых полях и произвести химический анализ более 11 000 образцов пород.

Сформированная база данных будет представлена в специальной публикации. Важной особенностью описываемых локальных формаций является наличие в них наряду с силикатными породами и карбонатных, представленных магматическим кальцитом в количестве от единичных зерен до крупных блоков интрузивных тел. Таким образом, в состав локальных магматических формаций входят и карбонаты. Не вдаваясь в дискуссию термина «карбонатит», что с петрологической точки зрения для выделения карбонатитов следует обращать внимание не на количество карбонатного материала, а именно на факт его присутствия. Подобно тому, как нахождение даже единичных зерен алмаза указывает на большую вероятность принадлежности породы к кимберлитам.

К карбонатитам (учитывая тенденции количественного описания содержаний карбонатов) мы относим составы с наибольшим содержанием карбоната, но резко отграниченные от преимущественно силикатных пород. В описании средних химических составов интрузивных пород каждого из выделенных полей (табл.) на основе указанных принципов в качестве карбонатитов описаны породы с содержанием СаО более 20 %, что соответствует классическому определению карбонатитов – существенно карбонатных эндогенных пород (с суммой карбонатов более 50 %). Данные таблицы позволяют наметить петрохимические тренды в каждой из описываемых локальных формаций (видов).

Кимберлитовая локальная формация – это тренд падения содержаний TiO_2 и повышения содержаний алмазов в меридиональном направлении и сосредоточения наиболее богатых месторождений в южном направлении. В многочисленных публикациях авторского коллектива постоянно отмечалось, что этот тренд имеет барическую природу и означает более глубокое заложение очагов магмообразования высокоалмазоносных пород. Для полей щелочно-пикритовой безпи-

Таблица

Составы петрохимических видов магматических пород Якутской кимберлитовой провинции

| Район | Поле | n* | n ₁ | А | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Шпш |
|--------------------------------|---|------|----------------|------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Вид кимберлитов | | | | | | | | | | | | | | |
| Видлюйско-Мархинский | Миринское | 1225 | 9 | 2.93 | 31.68 | 1.08 | 2.83 | 7.56 | 26.50 | 9.10 | 0.56 | 0.82 | 0.40 | 19.63 |
| | Накынское | 2536 | 4 | 7.22 | 33.40 | 0.47 | 4.42 | 5.88 | 23.83 | 13.60 | 0.06 | 1.15 | 0.45 | 21.06 |
| | Алакит-Мархинское | 3261 | 42 | 1.67 | 28.26 | 1.25 | 2.55 | 7.07 | 25.71 | 12.94 | 0.12 | 0.49 | 0.42 | 20.49 |
| | Далдынское | 2503 | 50 | 0.90 | 25.88 | 1.15 | 3.24 | 6.65 | 19.85 | 16.13 | 0.20 | 0.63 | 0.34 | 22.35 |
| | Верхне-Мунское | 776 | 10 | 0.65 | 34.34 | 1.39 | 2.34 | 7.82 | 31.93 | 7.60 | 0.02 | 0.63 | 0.43 | 17.40 |
| Вид. безширокосеновых пикритов | | | | | | | | | | | | | | |
| Оленевский | Чомурлахское | 33 | 12 | - | 26.79 | 3.76 | 3.79 | 10.78 | 23.29 | 12.97 | 0.29 | 1.11 | 0.91 | 17.59 |
| | Огоньер-Юряхское | 10 | 4 | - | 28.16 | 3.10 | 3.77 | 10.10 | 23.61 | 15.01 | 0.17 | 0.77 | 0.43 | 12.10 |
| | Западно-Укуйтское | 45 | 34 | - | 26.87 | 3.59 | 4.12 | 11.50 | 21.28 | 13.01 | 0.16 | 1.34 | 0.96 | 17.41 |
| | Меримденское | 38 | 17 | - | 24.27 | 2.73 | 3.45 | 9.79 | 21.18 | 16.13 | 0.27 | 1.33 | 0.43 | 20.60 |
| | Куойское | 156 | 33 | - | 26.96 | 2.12 | 2.94 | 9.95 | 23.12 | 14.07 | 0.16 | 0.88 | 0.56 | 19.38 |
| Вид пикритовых карбонатитов | | | | | | | | | | | | | | |
| | Восточно-Укуйтское | 13 | 5 | - | 26.39 | 2.10 | 4.21 | 9.54 | 15.02 | 21.23 | 0.15 | 1.32 | 0.40 | 19.87 |
| | Молодинское | 17 | 11 | - | 19.23 | 2.25 | 2.61 | 9.54 | 13.81 | 25.17 | 0.28 | 1.07 | 0.83 | 25.17 |
| Вид безширокосеновых пикритов | | | | | | | | | | | | | | |
| Анабарский | Куранахское | 20 | 9 | - | 29.67 | 1.93 | 3.61 | 10.36 | 23.72 | 11.59 | 0.12 | 1.46 | 0.98 | 16.76 |
| | Биргиндинское | 76 | 23 | - | 30.08 | 3.04 | 4.26 | 12.06 | 20.69 | 13.65 | 0.03 | 1.49 | 0.82 | 13.73 |
| | Луачаканское | 72 | 22 | - | 30.49 | 2.74 | 3.90 | 11.37 | 21.74 | 13.89 | 0.23 | 1.31 | 0.69 | 14.83 |
| | Дюкское | 47 | 36 | - | 26.09 | 3.20 | 3.71 | 13.38 | 19.56 | 15.90 | 0.34 | 1.60 | 1.18 | 15.04 |
| | Ары-Мастакское | 81 | 26 | - | 26.11 | 3.11 | 4.23 | 11.48 | 18.73 | 16.66 | 0.24 | 1.15 | 0.71 | 17.83 |
| | Старореченское | 64 | 28 | - | 24.83 | 2.26 | 4.58 | 11.28 | 17.71 | 18.45 | 0.30 | 1.23 | 0.74 | 18.87 |
| Вид пикритовых карбонатитов | | | | | | | | | | | | | | |
| | Орто-Ыаргинское | 59 | 17 | - | 23.16 | 0.57 | 4.95 | 7.91 | 11.69 | 21.35 | 0.41 | 1.44 | 0.10 | 26.92 |
| | Формация щелочных габбро и карбонатитов | | | | | | | | | | | | | |
| Вид габбро | | | | | | | | | | | | | | |
| | Орто-Ыаргинское | 6 | 3 | - | 44.99 | 0.76 | 12.34 | 12.63 | 6.05 | 9.06 | 3.73 | 1.68 | 1.11 | 7.56 |
| | Вид карбонатитов | | | | | | | | | | | | | |
| | Орто-Ыаргинское | 34 | 6 | - | 21.04 | 0.54 | 4.92 | 8.35 | 12.00 | 21.10 | 0.17 | 0.98 | 1.00 | 28.34 |

Примечание: *n – количество анализов в поле, n₁ – количество трубок в поле

роксеновой локальной формации (см.табл.) характерно более высокие содержания железа и титана, чем в полях кимберлитовой локальной формации. Эта петрохимическая особенность свидетельствует о том, что породы щелочно-пикритовой локальной формации в целом формировались при меньших давлениях, чем породы кимберлитовой локальной формации [1,2,4,11].

Кроме того средние содержания СаО в полях Оленекского и Анабарского районов обнаруживают тренды повышения в направлении на север провинции. Согласно Dalton J.A. and Wood B.J. (1993) при понижении давления в выплавках повышается доля карбонатных компонентов. По данным Wyllie P.J. and Lee W.-J. (1998) карбонатные расплавы при коровых давлениях могут подвергаться карбонатному метасоматозу с повышением количества карбонатного компонента.

К существенно карбонатитовым образованиям в пределах описываемых локальных формаций следует отнести комплексы Восточно-Укукитского, Молодинского и Орто-Ъаргинского полей [10]. В последнем нами обнаружены силикатные и карбонатные породы коровой щелочно-базальтоидной формации томторского типа.

Таким образом, петрохимические особенности щелочных пикритов свидетельствуют не только об их менее барическом характере, но и о том, что формирование более северных полей происходило при уменьшающихся глубинах магматических очагов. В целом зона образования магматических очагов в литосфере под алмазоносной провинцией была наклонена с севера на юг.

Литература:

1. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Химический состав и алмазоносность кимберлитов трубки Нюрбинская (В. Сибирь) в процессе вторичного изменения // Геохимия. 2009. № 11. С.1146-1154.
2. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Петрохимические критерии оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений Якутии // Геохимия, 2010. № 4. С.366-376.

3. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь). Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С.1080-1115.

4. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы: формационные петрохимические критерии. М.: ИМГРЭ. 2004. 226 с.

5. Лапин А.В., Толстов А.В., Василенко В.Б. Петрогеохимические особенности кимберлитов Средне-Мархинского района в связи с проблемой геохимической неоднородности кимберлитов // Геохимия. 2007. № 12. С.1292-1304.

6. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr- и Nd кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. С.78-82.

7. Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор . (Северо-западная Якутия). Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 9. С.91-100.

8. Толстов А.В., Энтин А.Р., Тянь А.А., Орлов А.Н. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.

9. Толстов А.В., Тянь О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. – Якутск. Из-во ЯНЦ СО РАН. 1999. 200 с.

10. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, РАН, М., ИМГРЭ. 2006. 212 с.

11. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Разумов А.Н. Новое тело высокоалмазонасных кимберлитов в Накынском поле Якутской алмазонасной провинции \ \ Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С.227-240.

12. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Василенко В.Б., Орлов А.И., Тянь О.А., Ольховик Ю.А., Ольштынский С.И., Толстов А.В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-западная Якутия) Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 12. С.42-51

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СВЕРХГЛУБИННЫХ АЛМАЗОВ В СУБЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Зедгенизов Д.А.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; zed@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

Одной из важнейших проблем современной геологии является изучение глубинного строения Земли. Процессы в глубинных зонах нашей планеты оказывают самое непосредственное влияние на её современный облик, являются причиной движения континентов, вулканизма, землетрясений, горообразования и формирования месторождений различных полезных ископаемых. На протяжении многих лет для характеристики глубинных зон Земли обычно используются теоретические модели, основанные на результатах экспериментальных петрологических исследований и геофизических данных. Природные образцы с глубины свыше 410 км были недоступны до того как были описаны алмазы, содержащие минеральные ассоциации, для образования которых необходимы температура и давления, соответствующие условиям сублитосферной верхней мантии, переходной зоны и нижней мантии. Алмазы, содержащие такие сверхглубинные ассоциации, описаны во многих регионах мира: кратон Слейв (Канада), Бразилия, Западная Африка, кратон Каапвааль (Южная Африка), Южная Австралия, Архангельская кимберлитовая провинция, Сибирская платформа. На основе полученных результатов могут быть рассмотрены важные особенности состава и эволюции вещества сублитосферной мантии и связанных с ним процессах алмазообразования.

Накопленные к настоящему времени данные по изучению включений в сверхглубинных алмазах свидетельствуют о более сложном минеральном составе переходной зоны и нижней мантии, чем это предполагалось ранее исходя только из теоретических моделей. На основании этих данных можно выделить, по крайней мере, три различных парагенетических ассоциации: (i) метаперидотитовая (аналог перидо-

титовой ассоциации верхней мантии); (ii) метабазитовая (аналог эклогитовой ассоциации верхней мантии); и (iii) карбонатитовая (аналог обогащенного Ca мантийного вещества) [1,2].

Для метаперидотитовой ассоциации характерны высокомагнезиальные фазы, такие как оливин $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ и его более высокобарические полиморфные аналоги - вадслеит, рингвудит, майджоритовый хромистый пироп $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Al,Cr,Si})_2(\text{SiO}_4)_3$, ферропериклаз, бриджманит $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, и фаза CaSiO_3 со структурой перовскита. Во многих случаях в ассоциации с ферропериклазом и бриджманитом вместо майджоритового хромистого пироба наблюдается тетрагональная фаза пироп-альмандинового состава (TAPP – $(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$) – джеффбенит. Метабазитовая ассоциация характеризуется обогащением такими компонентами как Ca, Na, Al, Si, и Ti и включает майджоритовый гранат пироп-альмандин-гроссулярового состава $(\text{Ca,Mg,Fe})_3(\text{Fe,Al,Si})_2(\text{SiO}_4)_3$, омфацитовый клинопироксен $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})\text{Si}_2\text{O}_6$, стишовит SiO_2 , фазы $\text{Ca}(\text{Si,Ti})\text{O}_3$ и CaSiO_3 со структурой перовскита, высоконатровые фазы CF (фаза со структурой кальциевого феррита - $(\text{Na,Mg})(\text{Al,Si})_2\text{O}_4$) и NAL («new aluminium phase» – $(\text{Na,Ca})(\text{Mg,Fe})_2(\text{Al,Si})_6\text{O}_{12}$). Несмотря на то что большинство обнаруженных фаз в сверхглубинных алмазах можно отнести либо к метаперидотитовой либо к метабазитовой ассоциациям, некоторые фазы, такие как карбонаты и высококальциевые силикаты определенно отражают специфические особенности состава их протолита. Находки таких включений являются минералогическими индикаторами взаимодействия пород сублитосферной мантии с карбонатитовыми расплавами [3-7].

Необходимо отметить, что многие включения в сверхглубинных алмазах на поверхности часто представлены низкобарическими полиморфами или полифазными продуктами распада минералов вышеописанных ассоциаций. Структуры распада свидетельствуют о значительных вертикальных перемещениях алмазов в мантии до этапа их выноса на поверхность [8]. Тем не менее, можно предполагать, что включения в сверхглубинных алмазов принципиально отражают два основных уровня их образования в сублитосферной мантии: (i) ниж-

няя астеносфера и переходная зона верхней мантии, и (ii) граница верхней мантии и нижней мантии и верхние горизонты нижней мантии.

Включения минералов более глубинных парагенезисов во многих случаях представлены ферропериклазом и бриджманитом. Известно, что ассоциация ферропериклаза и бриджманита возникает при разложении рингвудита в модельной пиrolитовой системе при давлениях более 20 ГПа, соответствующих границе верхней и нижней мантии (~660 км). Нередко в ассоциации с этими минералами наблюдаются джеффбенит и фаза CaSiO_3 . Включения фазы со стехеометрией $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ также часто встречаются в метаперидотитовой ассоциации с ферропериклазом, бриджманитом и фазой CaSiO_3 . В одном сверхглубинном алмазе, однако, было зафиксировано присутствие рингвудита, который содержал более 1 мас.% H_2O [9]. Все сверхглубинные алмазы с включениями минералов метаперидотитовой ассоциации имеют ограниченный диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ от -2 до -7 ‰. Это позволяет предположить, что образование таких алмазов происходило из изотопно-однородного мантийного источника, что соответствует модели, предусматривающей незначительные вариации изотопного состава углерода в пиrolитовой примитивной мантии.

Включения с менее глубинных уровней в основном представлены майджоритовыми гранатами, образование которых связывается с увеличением растворимости компонентов пироксена в структуре граната в условиях сублитосферной мантии. Реконструированный состав майджоритовых гранатов свидетельствует об их образовании на глубине 300-500 км. Накопленные к настоящему времени данные показывают, что подавляющее большинство таких гранатов относятся к метабазитовой ассоциации [10]. Майджоритовые гранаты встречены в ассоциации омфацитового клинопироксена, фаз SiO_2 (стишовита), $\text{Ca}(\text{Si,Ti})\text{O}_3$ и $(\text{Na,K,Ca})(\text{Mg,Fe})_2(\text{Al,Si})_6\text{O}_{12}$. При этом существует ряд свидетельств, например, утяжеленный изотопный состав кислорода майджоритовых гранатов и фаз SiO_2 и облегченный изотопный состав углерода содержащих их алмазов, которые отражают субдукционное происхождение таких сверхглубинных алмазов и их протолитов [11,12]. Такие образцы

являются прямым свидетельством существования изотопно-аномальных резервуаров в мантии на глубинах свыше 350 км.

Важным вопросом остается определение состава алмазообразующих сред на разных уровнях сублитосферной мантии. Состав главных и редких элементов включений Са-силикатов указывает на их кристаллизацию из карбонатитового расплава, образующегося в результате частичного плавления глубоко субдуцированных пород океанической коры в переходной зоне и, возможно, нижней мантии [13]. В сверхглубинном алмазе из м-я Сан-Луис, Бразилия, который содержит ассоциацию минеральных включений (Mg,Fe)O (ферропериклаз), (Mg,Fe)SiO₃ (бриджманит) и (Mg,Fe)₂SiO₄ (рингвудит), были описаны облакоподобные микровключения. ИК спектроскопия показывает, что карбонаты, однако, не являются их основными компонентами. Результаты исследований позволяют предположить, что эти микровключения содержат вещество с легким атомным весом содержащихся в нем элементов (например, NH₄ или N₂). Это свидетельствует о существенно более восстановительных условиях среды кристаллизации таких алмазов.

Таким образом, включения в сверхглубинных алмазах являются уникальными образцами, свидетельствующими о химической неоднородности в пределах сублитосферной верхней мантии, переходной зоны и нижней мантии, что может быть связано с процессами субдукции литосферы, океанической коры и углеродсодержащих осадков, и их взаимодействием с первичными мантийными породами.

Работа выполнена в рамках проекта Минобрнауки (14.B25.31.0032) при финансовой поддержке РФФИ (16-05-00451, 17-55-50062)

Литература:

1. Harte B. Diamond formation in the deep mantle: the record of mineral inclusions and their distribution in relation to mantle dehydration zones // Mineral. Mag. 2010. V. 74. P. 189-215.
2. Kaminsky F. Mineralogy of the lower mantle: a review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond // Earth Sci. Rev. 2012. V. 110(1). P. 127-147.
3. Brenker F.E., Vincze L., Vekemans B., Nasdala L., Stachel T., Vollmer C., Kersten M., Somogyi A., Adams F., Joswig W., Harris J.W. Detection of a Ca-rich

lithology in the Earth's deep (> 300 km) convecting mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 579-587.

4. Brenker F.E., Vollmer C., Vincze L., Vekemans B., Szymanski A., Janssens K., Szaloki I., Nasdala L., Joswig W., Kaminsky F. Carbonates from the lower part of transition zone or even the lower mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 60. P. 1-9.

5. Walter M.J., Bulanova G.P., Armstrong L.S., Keshav S., Blundy J.D., Gudfinnsson G., Lord O.T., Lennie A.R., Clark S.M., Smith C.B., Gobbo L. Primary carbonatite melt from deeply subducted oceanic crust // *Nature* 2008. V. 454. P. 622-630.

6. Bulanova G.P., Walter M.J., Smith C.B., Kohn S.C., Armstrong L.S., Blundy J., Gobbo L. Mineral inclusions in sublithospheric diamonds from Collier 4 kimberlite pipe, Juina, Brazil: subducted protoliths, carbonated melts and primary kimberlite magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 489-510.

7. Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Каги Х. Особенности минералогии кальциевых включений в сублитосферных алмазах // *Геохимия* 2016. №10, С. 919-930.

8. Harte B., Cayzer N. Decompression and unmixing of crystals included in diamonds from the mantle transition zone. *Phys. Chem. Miner.* 2007. V. 34, P. 647-656.

9. Pearson D.G., Brenker F.E., Nestola F., McNeill J., Nasdala L., Hutchison M.T., Matveev S., Mather K., Silversmit G., Schmitz S., Vekemans B., Vincze L. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature* 2014. V. 507. P. 221-224.

10. Kiseeva E.S., Yaxley G.M., Hermann J., Litasov K.D., Rosenthal A., Kamenetsky V.S. An experimental study of carbonated eclogite at 3.5-5.5 GPa - implications for silicate and carbonate metasomatism in the cratonic mantle // *J. Petrol.* 2012. V. 53 P. 727-759.

11. Ickert R.B., Stachel T., Stern R.A., Harris J.W. Extreme ¹⁸O-enrichment in majorite constrains a crustal origin of transition zone diamonds // *Geochem. Persp. Lett.* 2015. V. 1. P. 65-74.

12. Burnham A.D., Thomson A.R., Bulanova G., Kohn S.C., Smith C.B., Walter M.J. Stable isotope evidence for crustal recycling as recorded by superdeep diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 432. P. 374-380.

13. Walter M.J., Kohn S.C., Araujo D., Bulanova G.P., Smith C.B., Gaillou E., Wang J., Steele A., Shirey S.B. Deep mantle cycling of oceanic crust: evidence from diamonds and their mineral inclusions // *Science* 2011. V. 334. P. 54-57.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ПЕТРОГРАФИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зинчук Н.Н.

*Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный,
nnzinchuk@rambler.ru*

Кимберлитовые трубки, дайки, жилы и силлы в большинстве случаев представляют собой породы в различной степени измененные постмагматическими и гипергенными (верхние части) процессами [1–8]. Образовавшиеся при этом новообразования относятся к вторичным минералам, которые являются главными пороодообразующими компонентами, слагающими основную массу пород. Реальный облик кимберлитов в диатремах в значительной мере определяется развитием комплекса вторичных минералов, возникших после консолидации породы в результате эндо- и экзогенных преобразований [4-5]. Обнаружено многообразие процессов вторичной минерализации и возникающих при этом новообразований. К основным результатам этих исследований следует отнести: а) определение диагностических признаков всех минералов-новообразований; б) определение наиболее распространенных их ассоциаций; в) установление факторов, влияющих на постмагматические преобразования кимберлитов; г) определение роли вторичных минералов на решение прикладных задач (совершенствования прогнозно-поисковых критериев при поисках алмазов и влияние их на технологические процессы переработки пород). Новые сведения о процессах вторичного минералообразования получены нами в результате изучения на Сибирской платформе (СП) разрабатываемых коренных месторождений алмазов (Мир, Интернациональная, Дачная, имени 23-го съезда КПСС – в Малоботуобинском – МБАР; Удачная, Айхал, Сытыканская, Юбилейная – в Далдыно-Алакитском – ДААР; Нюрбинская и Ботуобинская – в Средне-Мархинском алмазоносных районах – СМАР) по опорным горизонтам, проведенные по изучению керна эксплоразведочных скважин,

пройденным по сетке 40 м x 40 м. Особенности распределения этих же новообразований на разведанную глубину месторождений изучались по керновому материалу из колонковых скважин, вскрывших нижние горизонты диатрем. Для сравнения изучались также кимберлитовые породы из других (в том числе и не алмазоносных) диатрем как СП [1–5], так и Восточно-Европейской – ВЕП [6] и Африканской – ААП [7–8] платформ. В результате были получены сведения о том, что исследованные кимберлиты претерпели в процессе становления диатрем неоднократные изменения. Их интенсивность на разных стадиях формирования трубок имеет индивидуальный характер и зависит от конкретных условий минералообразования. В кимберлитовых породах древних платформ мира идентифицировано и комплексно изучено [5] с помощью современных методов исследований более 60 минералов-новообразований, входящих в классы оксидов и гидроксидов, сульфидов, силикатов и алюмосиликатов, боратов, фосфатов, карбонатов и хлоридов. Недостаточно изученным направлением в познании закономерностей преобразования кимберлитовых пород оставалось установление роли конкретных вторичных минералов, реконструкции последовательности их образования и устойчивости в различных условиях. С целью решения этих вопросов были выполнены детальные комплексные исследования вещественного состава и процессов вторичного минералообразования на каменном материале из кимберлитовых диатрем СП. Это позволило получить новые данные о типоморфных особенностях всех идентифицированных вторичных минералов кимберлитов и, в первую очередь, входящих в их основную массу этих образований. Важной при этом была задача разработки и адаптации рационального комплекса методов и приёмов изучения вещественного состава кимберлитов, позволяющая получить количественную характеристику по содержанию вторичных минералов в основной массе пород. Выполненные исследования позволили в определенной степени восполнить недостаточность сведений по изучению кимберлитовых пород в целом, так как практически все петрографические построения обычно проводятся для первичных минералов и магматических образований, не затронутых (или слабо затрону-

тых) процессами вторичного преобразования. Показана значительная степень постмагматического и гипергенного преобразования кимберлитовых пород, которые из-за обилия вторичных минералов (до 95%) по сути являются апокимберлитами [5]. Наибольшим изменениям в последних подвержена основная масса пород, в которой доминируют серпентин, кальцит и слюдястые образования. Геолого-минералогическое значение таких исследований обусловлено особенностями слоистой структуры, которая отражает физико-химические условия их образования. Эти минералы являются главными компонентами серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации – основных процессов постмагматических преобразований кимберлитовых пород, которые развиваются в каждой диатреме индивидуально, что вызвано различиями процессов привноса-выноса основных породообразующих оксидов. Отмеченная неравномерность распределения вторичных минералов в диатремах объясняются [5] спецификой псевдоморфного замещения минералов. Закономерные изменения обычно связаны с выветриванием или влиянием на состав кимберлитов вмещающих диатрему пород. Характер и интенсивность развития вторичных минералов в основной массе кимберлитовых пород СП показывает разнообразие процессов карбонатизации и хлоритизации, но не раскрывают всех особенностей их, связанных с образованием серпентинов и флогопитов. Последние относятся к индикаторным минералам кимберлитов (ИМК), имеющих слоистую структуру, способную отражать условия их образования и даёт возможность использовать их и для анализа постмагматического преобразования кимберлитовых пород. Поскольку полуколичественных характеристик содержания минералов в породе недостаточно для выявления индивидуальных черт различных месторождений, важным становится установление структурных особенностей минералов (серпентинов, слюдястых образований и др.) основной массы кимберлитов. Это позволяет также выявлять и отмечаемые ранее структурные характеристики этих минералов, связанные или с их структурно-морфологическими, или видовыми особенностями. Так, серпентиновые минералы в кимберлитах представлены в основном лизардитом, хризотилом и Al-

серпентином (септохлоритом). Признано, что серпентинизация оливина происходит при температурах не выше 500°C даже при высоких давлениях. При этом, лизардит образуется при температуре 400–500°C, а хризотил – при более низких температурах. Большое значение на течение этого процесса имеет рН-условий среды. Проведенными экспериментальными исследованиями процессов серпентинизации установлено, что в кислой среде большая часть оливина замещается лизардитом, в кремнесодержащей щелочной – антигоритом и хризотилом, в нейтральной – лизардитом и хризотилом. Судя по этим и другим минералам, для кимберлитов отмечается закономерное изменение среды метасоматизирующих растворов от кислой через нейтральную до щелочной. Кимберлитовые поля СП существенно различаются по содержанию отдельных разновидностей серпентинов. Так, наиболее часто Al-серпентин встречается в трубках Далдынского поля, постепенно снижаясь в диатремах в направлении от Верхне-Мунского, Мирнинского, Накынского до Алакит-Мархинского полей. Наибольшие концентрации минерала отмечены в кимберлитах трубках Зарница и Фестивальная, где он диагностирован в 70% изученных проб. На примере трубок Ботуобинская, Нюрбинская, Заполярная и Айхал выявлена тенденция к последовательному увеличению количества проб, содержащих Al-серпентин при переходе от порфировых кимберлитов к автолитовым кимберлитовым брекчиям и далее к кимберлитовым туфобрекчиям. Однако в отдельных трубках одни и те же типы пород, относящиеся к разным диатремам, могут существенно различаться по степени распространения Al-серпентина. Многократная смена рН-условий среды в период становления кимберлитов является основной причиной развития дефектов в структуре серпентинов. Количество серпентинов с низкой, средней и высокой степенью дефектности может в определенной мере характеризовать уровень стабильности постмагматических преобразований кимберлитов. Дефектные серпентины встречены нами [5] в основной массе кимберлитов трубок Айхал (Алакитское поле) и Нюрбинская (Накынное поле). Эти месторождения подобны по степени распространения Al-серпентина, но существенно отличаются по уровню развития лизардита и хризотила. Так, в

основной массе кимберлитов трубки Айхал преобладает хризотил, в то время как в диатреме Нюрбинская более развит лизардит.

Приведенные краткие сведения по геологическому строению и вещественному составу кимберлитов и вмещающих их пород СП показывают сложность геолого-структурных обстановок, которые необходимо учитывать при проведении прогнозно-поисковых работ на алмазы. Нередко поиски кимберлитовых диатрем представляют собой сложную задачу, особенно в случае отсутствия на таких участках продуктов дезинтеграции этих пород, что снижает результативность применяемого шлихо-минералогического метода. Существенно снижается и результативность геофизических методов поисков в случаях низкой намагниченности пород, слагающих диатремы. Надёжным критерием при поисках таких диатрем может служить комплексное изучение структурно-текстурных особенностей и вещественного состава пород как вмещающего субстрата, так и самих диатрем и перекрывающих их отложений, особенно в случае образования в них алмазоносных россыпей. Особое внимание следует уделять диагностике и определению типоморфных особенностей как первичных, так и вторичных минералов кимберлитов, учитывая при этом, что основная часть последних малоустойчива в процессе их транспортировки в водной среде, но даже при существенном изменении указывает на близкие расстояния перемещения от областей размыва. Важнейшая поисковая информация получается при изучении типоморфных особенностей самих алмазов и их парагенетических ассоциаций, характерных для конкретных кимберлитовых полей и диатрем. Пределы конкретных алмазоносных районов ограничиваются обычно распространения отдельных ассоциаций минералов в древних и современных осадочных образованиях. Анализом распределения по площади и в разрезе типоморфных особенностей минералов и их парагенетических ассоциаций можно решать задачи определения источников их сноса в разновозрастные верхнепалеозойские и мезозойские отложения алмазо-перспективных территорий. Особо следует отметить полигенность минералогических ассоциаций алмазов из разновозрастных россыпей в пределах отдельных алмазоносных районов (особен-

но МБАР и СМАР) с широким проявлением россыпной алмазности, достигающих иногда промышленной концентрации. Локальный прогноз их коренных источников возможен при более крупномасштабных исследованиях с использованием электронной базы данных с геологической привязкой, с привлечением и анализом всех имеющихся литолого-минералогических материалов по этим территориям. Внимание надо обращать на возможность развития в отдельных геолого-поисковых обстановках в верхних горизонтах кимберлитовых диатрем продуктов древних КВ, существенно меняющие петрофизические свойства исходных пород, что существенно затрудняет их поиски с применением геофизических методов. Для основной массы пород каждой кимберлитовой диатремы наблюдается доминирование индивидуального характера развития минералов над их общими свойствами, главными среди которых является преобладание серпентин-кальцитовых, кальцит-серпентиновых, хлорит-серпентиновых ассоциаций и уровень распространения Mg-Fe-разновидностей флогопита в основной массе кимберлитовых пород. Отличие кимберлитовых тел обусловлено интенсивностью развития и равномерностью распределения доминирующих вторичных минералов и их разновидностей. Обширный материал минералого-петрологических исследований кимберлитовых пород позволил установить, что процессы минералообразования в каждой диатреме имеют индивидуальный характер. Предложены различные варианты использования основных закономерностей выветривания силикатных пород, типоморфных особенностей глинистых и слюдистых минералов в древних КВ на образованиях различного генезиса и состава. Полученные новые данные о свойствах флогопита и продуктов его твердофазовых превращений (хлорита), имеют важное значение для совершенствования методики прогнозирования и поисков алмазных месторождений. Для совершенствования методики и повышения эффективности технологии обогащения кимберлитов и извлечения из них полезного компонента рекомендовано использовать установленные особенности вещественного состава пород, получаемые в результате минералогического картирования, позволяющего делать прогнозную оценку руд. Важно исполь-

зовать структурно-морфологические и физические свойства как порообразующих, так и сравнительно редко встречающихся в кимберлитовых породах минералов. Установлено широкое распространения в кимберлитах СП пирроаурита и брусита наиболее характерных для глубоких горизонтов коренных алмазных месторождений, где эти минералы нередко являются порообразующими компонентами. Учитывая большую роль этих минералов в процессе технологической обработки месторождений, вопросам изучения пирроауритизации и бруситизации кимберлитовых диатрем следует уделять пристальное внимание. Важными являются задачи по изучению процессов серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации, приводящие к изменению физико-механических свойств пород, влияющих на состав шихты и извлекаемость из неё полезного компонента.

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. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н. Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии.-Новосибирск: Наука. 1997. 574 с.
3. Владимиров Б.М., Костровицкий С.И., Соловьева Л.В. и др. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок.-М.:Наука. 1981. 136 с.
4. Галимов Э.М., Уханов А.В. Природа карбонатного компонента кимберлитов // Геохимия. 1989.№-6. С.1432-1436.
5. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра. 2000.
6. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности // Труды НИИГА.Т.139. Л.: 1965. 160 с.
7. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н. Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа.- М.: Недра. 1994. 143 с.
8. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира.-М.: Недра. 1998. 555 с.

О СОСТАВЕ СЛЮДЯНЫХ КИМБЕРЛИТОВ ИЗ ДИАТРЕМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Слюдяными (щелочными) кимберлитами обычно называют породы, содержащие более 5% K_2O , который входит преимущественно в состав флогопита. Щелочность кимберлитов обратна их титанистости и возрастает от менее глубинных популяций к более глубинным [4,5]. Ранее В.Б. Василенко с соавторами [1] рассмотрены основные свойства слюдяных кимберлитовых пород Сибирской платформы (СП), включающие: а) типизацию по содержанию K_2O ; б) распределение пород различной щелочности в кимберлитовых полях; в) распределение пород разной щелочности в диатремах продуктивных кимберлитов; г) анализ причин, определяющих возникновение кимберлитов разной щелочности; д) алмазоносность кимберлитов разной щелочности. Выделение типов щелочных пород этими исследователями проведено по различным кимберлитовым полям СП, что позволило достоверно выделить четыре типа щелочных кимберлитов: ультраосновной, слюдистый, сублампрофировый и лампрофировый. Ультраосновной (базальтоидный) тип с модой 0,4% K_2O определяется от остальных минимумом при значении 0,75% этого оксида. Это касается и слюдистых кимберлитов, которым соответствует максимум в границах 0,75–1,17% K_2O . К сублампрофировому типу отнесены разновидности щелочных пород, лежащие в пределах 1,2–2,2%, а к лампрофировому – все составы с $K_2O > 2,2\%$. Однако, нами [1] рекомендовано для отличия кимберлитов от щелочных пикритов и других видов пород использовать граничные значения $TiO_2 < 2,5\%$ и $\sum Fe < 10\%$. Алмазоносность кимберлитов возрастает по мере падения содержания TiO_2 от уровня 2,2%. Щелочные пикрит-кимберлиты с TiO_2 в пределах от 2,2 до 2,8% также содержат [1–4] некоторое количество алмазов, резко уменьшающееся в более титанистых разностях. Породы Малоботубинского (МБАР), Далдыно-Алакитского (ДААР) и Верхнемун-

ского (ВМАР) районов характеризуются преобладанием ультраосновных составов, а в Накынском и северных кимберлитовых полях преобладают щелочные составы. В Накынском кимберлитовом поле Средне-Мархинского алмазоносного района (СМАР) открыты кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская, а также тело Майское. Перекрыты трубки 60–80-и метровыми нижнеюрскими осадочными толщами. Прорывают кимберлитовые диатремы алевритистоглинисто-карбонатные отложения позднекембрийского и раннеордовикского возраста. Трубка Ботуобинская является сложным сдвоенным кимберлитовым телом, юго-западная часть которого представляет собой дайкообразное тело северо-восточного простирания, а северо-восточная имеет форму типичной трубки. На уровне эрозионного среза трубка Нюрбинская имеет эллипсоидную форму. В вертикальном разрезе морфология трубки близка к диатреме с каналом цилиндрического типа. Существенным структурным элементом трубки является нарушение морфологии её тела вследствие внедрения мощной интрузии траппов субщелочного состава [2–4]. Трубку Ботуобинская слагают две фазы кимберлитов. Более ранняя представлена порфировым кимберлитом (ПК), слагающим дайковую часть трубки на глубине и практически не выходящим на поверхность. Более поздняя фаза взрывных кимберлитовых брекчий (КБ) слагает верхнюю часть дайкообразного выделения и вертикальный канал трубчатого тела в северо-восточной части месторождения. В верхней части диатремы сохранились породы кратерной фации, что подчеркивает полное её строение и слабую эродированность отдельных частей. Кимберлитовая трубка Нюрбинская сложена автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ), в которой выделяются мелко-среднеобломочные брекчии центральной части рудного тела и карбонатные кимберлитовые брекчии (ККБ) приконтактной зоны северо-восточного и юго-западного флангов. В зеленоватых или голубовато-серых мелко-среднепорфировых автолитовых брекчиях центральной части трубки отмечено постоянное присутствие (5–20%) мелких (до 20 мм) обломков вмещающих пород, ксенолитов метаморфических (до 10%), кристаллических (до 10%) и мантийных глубинных пород. Основная масса пород

этих диатрем на отдельных участках полностью преобразована в крупно- и среднезернистый кальцитовый агрегат с пятнисто-прожилковой вкрапленностью сульфидов, переходящий в сплошную массу с занозистыми контурами. Кальцит подвержен коррозии и частичному замещению сульфидами. Вкрапленники оливина псевдоморфно замещены карбонатом, содержащим иногда мелкие зерна кварца или неправильной формы выделения серпентина. Неоднородное строение карбоната во вкрапленниках иногда придаёт оливину зональный облик. Форма вкрапленников оливина преимущественно округло-овальная, реже – сглаженно-угловатая с элементами частичной кристаллографической огранки. Вкрапленники флогопита устанавливаются по пластинчатому габитусу. Обычно они имеют слабые признаки деформированности и в большинстве случаев утратившие свою первичную окраску. Однако нередко слюдистые выделения по плоскостям спайности имеют голубовато-зеленую или желтовато-коричневую окраску с отчетливым плеохроизмом. В основной массе пород трубок встречаются трещиноватые зерна граната с келифитовой каймой из агрегатно-чешуйчатого слюдистого минерала (гидро-слюды), окрашенного в зеленовато-серый цвет. Мощность каймы редко превышает первые миллиметры. Связующая масса пород обычно представлена серпентин-кальцит-гидро-слюдистым мезостазиом. Микрофенокристаллы замещенного оливина отличаются колотой, неправильно-угловатой формой и неравномерным распределением. Вторичная минерализация выражена в серпентинизации, карбонатизации и окварцевании пород, причем последнее выражено в образовании гнезд кварца в обособлениях кальцита кристаллически зернистого строения. В виде обломочного материала в отдельных небольших блоках в АКБ отмечены порфиновые кимберлиты, представляющие собой породы темно-серого цвета (иногда с зеленовато-голубоватым оттенком), массивной, реже полосчатой текстуры. Для ПК характерно низкое (не превышающее 5–6%) содержание обломочного материала, представленного обломками терригенно-карбонатных и метаморфических пород, распределенных неравномерно. Реликтивно-порфировая структура определяется псевдоморфозами по оливину двух генера-

ций, которые выполнены изотропным слюдоподобным серпентином, иногда в сочетании со светло-зеленым чешуйчато-листоватым хлоритом и кальцитом кристаллически зернистого строения, выполняющего ядра псевдоморфоз, или замещающего последние полностью. Среди продуктов замещения оливина отмечаются также мелкораспыленные зерна рудных минералов. По периферии псевдоморфозы оконтуриваются каймой из светло-зеленых мелколистоватых, анизотропных хлорит-серпентиновых образований. По форме вкрапленники преимущественно овальные, угловато-сглаженные, реже колотые. Во вкрапленниках оливина II генерации иногда проявлена кристаллографическая огранка. Вкрапленники флогопита имеют пластинчатый габитус, иногда со следами оплавления, расщепления либо слабой деформированности. Флогопит в большинстве случаев гидратирован, редкие пластинки сохраняют пластинчатую окраску либо содержат зонки зеленого цвета по направлениям спайности. Флогопит I генерации в породах редок и содержание его в целом не превышают первые проценты. Флогопит II генерации отмечается в породе с элементами слабой ориентировки и распределен неравномерно. Основная масса на отдельных участках частично преобразована в кристаллически-зернистый кальцитовый агрегат, среди которого встречаются гнезда кварца. В основной массе иногда встречаются обломки измененного гранат содержащего ультрабазита, в котором среди хлорит-кальцитового агрегата сохранились реликты зерен плагиоклаза. Связующая масса в таких случаях представляет собой тонкочешуйчатый хлорит-серпентиновый агрегат в сочетании с мелкозернистым карбонатом и тонкозернистыми рудными минералами. В целом для диатремовой части описываемых диатрем характерны АКБ завершающей фазы кимберлитового магматизма, для которых характерен переменный состав ксеногенного материала, автолитовых обособлений и псевдоморфоз по оливину, обусловленных спецификой дифференциации кимберлитового расплава при становлении и формировании диатрем. Отмеченные неоднородности развития вторичной и гипергенной минерализации по разрезам трубки Нюрбинская связаны с обособленностью состава самих кимберлитов, их трещиноватостью и

степенью их контаминации. В северо-восточной части трубки содержится большее количество обломков порфировых кимберлитов и автолитовых обособлений, чем на её юго-западе, позволяющее предполагать широкий спектр морфологических, физических характеристик и содержания алмазов в таких частях.

Породы трубки Нюрбинская характеризуются низким содержанием выхода тяжелой фракции, в которой резко доминируют гидрокислы железа (гётит, гидрогетит, гематит и глинисто-железистые агрегаты) и пирит. В первичном комплексе тяжелых минералов преобладают гранаты (красные, оранжевые, фиолетовые, лиловые и малиновые), ильменит, магнетит, хромит и хромдиопсид. В легкой и глинистой фракциях содержатся минералы, образованные в постмагматических, гидротермальных и гипергенных условиях (серпентин, слюда, хлорит, тальк и карбонаты), а также ксеногенные образования (полевые шпаты и др.). Наибольшие вариации по изученным разрезам характерны для MgO , SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO и летучих, в то время как остальные компоненты содержатся в незначительном количестве и распределяются практически равномерно по всему изученному разрезу. Исключение составляет K_2O , содержание которого практически в каждом проанализированном разрезе, вскрытых скважиной пород, с глубиной постепенно увеличивается, что связано с возрастающей ролью слабо измененного флогопита и выносом из его структуры K^+ . Среди элементов-примесей наибольшие вариации концентрации характерны для Ni, Cr, Mn и Ba, в меньшей степени Cu, Co и V. В кимберлитовой трубке Нюрбинская преобладают (иногда до 95%) бесцветные (реже эпигенетически окрашенные в лилово-коричневые цвета) алмазы I разновидности по Ю.Л. Орлову [5] различной морфологии. Из других разновидностей алмазов в заметном количестве (до 7%) присутствуют [2, 3, 6] кристаллы с оболочкой IV разновидности, поликристаллические сростки VIII разновидности (до 2%), кубы III разновидности (0,1 %) и кристаллы IX разновидности (0,1%). Все кристаллы III и IX разновидностей были встречены в классах крупнее 1 мм. Среди алмазов IV разновидности с оболочкой преобладают в основном кристаллы с желто-зеленой, реже серой окрасками. По кри-

сталломорфологическим особенностям среди алмазов I разновидности резко преобладают кристаллы октаэдрического (25–31%) и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (до 22%) габитусов. Значительную (в среднем до 23%) часть алмазов месторождения составляют бесформенные осколки без признаков кристаллографической огранки, преимущественно с протомогматическими сколами. Отмечена [2, 6] связь кристалломорфологических особенностей алмазов месторождения с их крупностью. Так, с уменьшением крупности в классе $-1+0,5$ мм примерно в два раза увеличивается содержание ламинарных ромбододекаэдров, а также типичных округлых алмазов и бесформенных осколков. По морфологическим типам среди октаэдров и переходных форм преобладают кристаллы с полицентрически растущими гранями и со сноповидной и занозистой штриховками (в сумме 36%). Содержание плоскогранных октаэдров «мирнинского типа» составляет не выше 2% и повышается с увеличением крупности. Данная группа алмазов является наиболее высококачественной категорией алмазного сырья. Содержание типичных округлых алмазов, являющихся неблагоприятным критерием алмазности [3–6], является низким (1,2%), причем большая их часть встречается в классах мельче 2 мм. Представлены они в основном додекаэдроидами с шагренью и полосами пластической деформации (0,3%) и индивидами со сноповидной штриховкой (0,4%). Общее содержание двойников и сростков в среднем не превышает 10%. Суммарное содержание кристаллов с признаками природного травления является значительным, составляя в среднем 33% от общего количества алмазов. Среди них резко (до 19%) преобладают шрамы и обратно параллельные треугольные впадины (до 8%). В подчиненном количестве встречаются полосы пластической деформации (до 4%) и коррозии (до 2%). Сильная интенсивность проявления шрамов в виде «распилов» привела к образованию значительного числа протомогматических обломков и сколов при транспортировке алмазов в процессе внедрения кимберлитовой магмы.

Анализируя результаты комплексного изучения кимберлитов СП можно отметить несколько типов щелочности алмазоносных пород. В

направлении от центра платформы в северном направлении уменьшается роль алмазоносных кимберлитов. В пределах кимберлитовых полей северной части СП щелочные породы представлены магматитами щелочных пикритов, а ультраосновные типы – кимберлитами низких уровней продуктивности, что указывает на нахождение областей образования расплавов этих пород вне зоны устойчивости алмаза. В отличие от этого, кимберлиты МБАР, СМАР и ДААР формировались в диапазоне всей области устойчивости алмазов. Проведенными исследованиями обогащенных слюдистыми образованиями пород кимберлитовых диатрем Накынского поля показано, что в верхних их горизонтах доминируют автолитовые кимберлитовые брекчии. Порфировый кимберлит встречается фрагментарно в виде обломочного материала, что связано с более ранним внедрением. Кимберлитовые брекчии характеризуются переменным составом вкрапленников и связующей матрицы, что отражается на цветовой гамме самих пород и их физико-механических свойствах. Ксенолиты в кимберлитах Накынского поля представлены преимущественно обломками вмещающей терригенно-карбонатной толщи, реже отмечаются обломки метаморфических и мантийных пород. Распределение ксенолитов в диатремах неравномерное, максимальное их количество приурочено к приконтактовым частям трубок при незначительном увеличении содержания с глубиной. Для пород трубок характерно низкое содержание минералов тяжелой фракции, среди которых доминируют гранаты и аутигенные пирит и гидроокислы железа; в меньшей мере встречаются магнетит, пикроильменит, хромит и хромдиопсид. По петрохимическим данным исследуемые породы из диатрем Накынского кимберлитового поля принадлежат одному петрохимическому типу кимберлитов, а установленные вариации концентраций петрогенных оксидов связаны с разной интенсивностью протекания постмагматических и гипергенных процессов на разных глубинах месторождения. Зафиксированные неоднородности в геохимическом поле [3] обусловлены степенью вторичного изменения пород, а также спецификой формирования и становления трубки. В постмагматическую и гипергенную стадии произошло существенное изменение кимберлитов с

широким (до 90%) развитием минералов-новообразований, среди которых преобладают серпентин, карбонаты, флогопит и продукты его изменения – хлорит. Вторичные минералы существенно влияют на изменение физико-механических свойств кимберлитов, что отражается на устойчивости качественно-количественных параметров алмазного сырья. Проведенный корреляционный анализ распределения вторичных минералов с потенциальной алмазоносностью кимберлитов показал обратную зависимость содержания слюды, кварца и доломита с концентрацией полезного компонента в изученных месторождениях. Характерными особенностями алмазов из кимберлитов Накынского поля является доминирование прозрачных (или полупрозрачных) индивидов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов I разновидности, при заметном содержании алмазов с оболочкой IV разновидности. Характерно преобладание однородных кристаллов с розово-сиреневым свечением и двухзонным внутренним строением. В кристаллах алмаза отмечена связь примеси азота с кристалломорфологией, причем наиболее обогащенными этой примесью плоскогранные октаэдры, что приводит к их хрупкости и сравнительно легкому их растрескиванию на разнообразные осколки. Особенностью изменения слюдистых кимберлитов при выветривании является появление уже в низах разрезов за счет первичных (гипогенных) минералов (триоктаэдрических слюд) гипергенного хлорита. В средней зоне наибольшее развитие имеют разбухающие минералы (наряду с монтмориллонитом и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных фаз), которые в верхах профилей дополняются гидрослюдой модификации 1М и каолинитом. Гипергенные процессы этих пород, благодаря сохранению высокощелочной среды, приводят также к перекристаллизации относительно высокотемпературной политипной модификации серпентина В в наиболее низкотемпературную – А.

Литература:

1. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии.-Новосибирск: Наука.1997. 568 с.
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы.-М.: Недра. 2003. 603 с.

3. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С.42-53.

4. Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Котельников Д.Д., Соболева С.В. Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд.-Л.: Наука. 1979. С.69-76.

5. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза.-М.: Наука. 1984. 264 с.

6. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира.-М.: Недра. 1998. 555 с.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ТЫРКАНДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЕГО ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

**Иванов А.И.¹, Кравченко А.А.^{1,2}, Прокопьев И.Р.^{3,4}, Зайцев А.И.¹,
Бикбаева Е.Е.¹, Лоскутов Е.Е.^{1,2}**

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

*²Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

*³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск*

*⁴Новосибирский национальный исследовательский государственный
университет, Новосибирск*

Для установления условий кристаллизации различных типов магматических пород широко используются данные по химическому составу породообразующих минералов [9,3]. Оценка условий кристаллизации позволяет установить закономерности строения, геодинамические обстановки образования и особенности металлогении рудно-магматических систем. Территория Тыркандинского рудного района в последние годы рассматривается как фрагмент Тыркандинской зоны тектонического меланжа, маркирующей зону раннепротерозойской

аккреции молодого кратона – Учурского террейна к древнему кратону, в роли которого выступает Нимнырская площадь (Нимнырский и Сутамский террейны) [5]. Мезозойская тектоно-магматическая активизация в пределах зоны унаследовала докембрийские разломы, и выразилась в формировании катаклазитов и псевдотахилитов. По форме будин в разломах и смещениям геологических комплексов с псевдотахилитами установлены праводвиговые перемещения. Мезозойские магматиты широко представлены полями даек, штоками и крупным Джелтулинским массивом центрального типа, сложенными породами монцонит-сиенитовой и щелочно-сиенитовой формаций разнообразного состава от диорит-порфиритов до нефелиновых сиенитов с преобладанием щелочноземельных сиенитов, монцонитов, кварцевых – и граносиенитов [2].

Пироксены пород Джелтулинского массива представлены двумя минеральными видами: преобладающим диопсидом и менее распространенным авгитом. По результатам проведенного авторами определения физико-химических условий, существовавших на момент кристаллизации пироксенов, можно судить о кристаллизации их на различных глубинных уровнях при температурах от 969 до 1213°C и давлениях до 0,4 ГПа для пород массива, и при температурах от 900 до 950°C, давлениях 0,6-0,8 ГПа для пород небольших интрузивных тел (рис. 1).

Амфиболы относятся к кальциевым щелочным разностям и представлены эденитами, реже - Mg-гастингситами и Fe-паргаситами, изменение состава которых отражает смену условий их кристаллизации. Амфиболы более ранних интрузий характеризуются сравнительно высоким содержанием щелочей и алюминия, поздних – высоким содержанием кремния. Как и для пироксенов, для амфиболов из пород массива определены два уровня условий кристаллизации: 950-980°C 0,6-0,7 ГПа и 800-850°C 0-0,3 ГПа (см. рис. 1). В дайках присутствуют амфиболы только второго уровня.

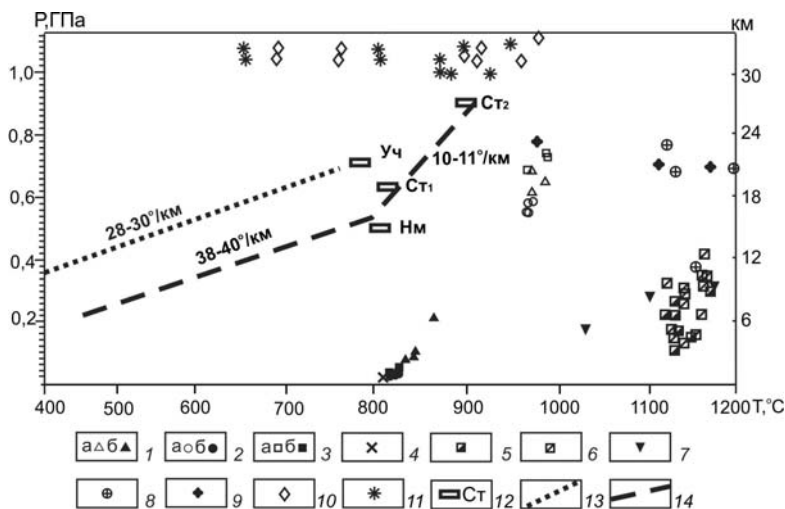


Рис. 1. Положение точек составов минералов на диаграмме РТ условий кристаллизации

Условные обозначения: 1-9 – условия кристаллизации магматических минералов из мезозойских интрузий Учурского террейна: 1-4 – условия кристаллизации амфиболов: 1 – пуласситов, здесь и далее (а) – первая генерация, (б) – вторая генерация, 2 – щелочно-земельных сиенитов, 3 – лаурвикитов, 4 – пород даек. 5-9 – условия кристаллизации пироксенов: 5 – пуласситов, 6 – щелочно-земельных сиенитов, 7 – лаурвикитов, 8 – пород даек, 9 – трахитов; 10-11 – условия кристаллизации минеральных ассоциаций в ксенолитах докембрийских пород из мезозойских интрузий Нимнырского террейна; 10 – центральные части зерен; 11 – краевые части зерен минералов; 12-14 – условия метаморфизма окружающих докембрийских пород фундамента: 12 – средние значения РТ-параметров метаморфизма для докембрийских комплексов: Уч – Учурского террейна; Нм – Нимнырского террейна; Ст₁ – Сутамского террейна на рассматриваемой площади, Ст₂ – Сутамского террейна вне рассматриваемой площади; 13 – тренд регрессивного метаморфизма Тимптоно-Учурской провинции; 14 – тренд регрессивного метаморфизма Центрально-Алданской провинции согласно [4]

По условиям кристаллизации пироксенов и амфиболов обнаружено два уровня давлений 0-0,3 ГПа и 0,6-0,8 ГПа. Сопоставление полу-

ченых данных с геолого-плотностным разрезом [4] показывает, что эти уровни по глубине соответствуют межформационным границам комплексов Учурского террейна. В атрибутивном сейсмическом разрезе основной частоты локальных волновых пакетов [7] они выражены понижением основной частоты сейсмических волн до минимальных значений 14 – 18 Гц (рис. 2).

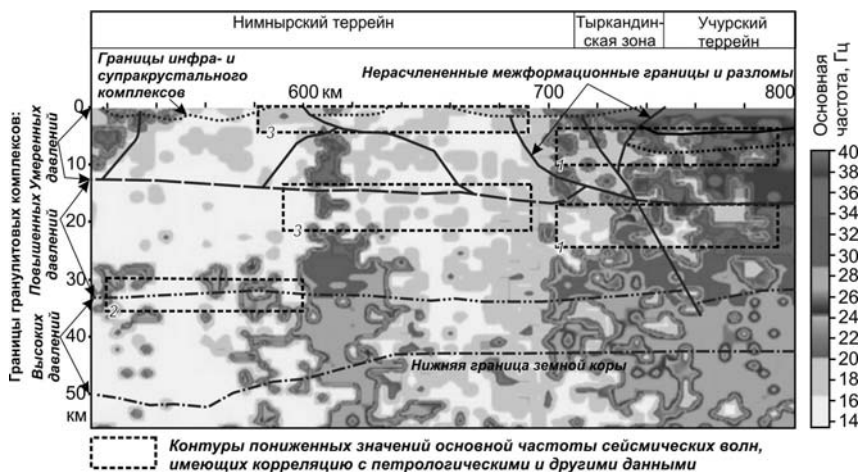


Рис. 2. Сопоставление атрибутивного разреза основной частоты локальных сейсмических волновых пакетов с

РТ параметрами минералообразования

Атрибутивный сейсмический разрез по профилю 3-ДВ согласно [7], границы гранулитовых комплексов по [4]. Подписи контуров на разрезе: 1 – предполагаемые промежуточные камеры мезозойских щелочных интрузий Учурского террейна и Тыркандинской зоны (Тыркандинского рудного района); 2 и 3 – предполагаемые промежуточные камеры мезозойских щелочных интрузий Нимнырского террейна (2 – Эвотинского и Центрально-Алданского рудных районов по данным [8], 3 – Центрально-Алданского рудного района по данным [1])

Подобные аномалии встречаются и на уровнях промежуточных магматических очагов 1-го, 2-го, 3-го порядков (в интервале глубин 22-14, 10-4 и 3-0 км), выделенных для мезозойских щелочных интрузий Центрально-Алданского района [1,6] и на уровнях, соответст-

вующих РТ параметрам кристаллизации ксенолитов докембрийских пород из мезозойских интрузий этого же района [8] (см. рис. 2). Таким образом, аномалии, вероятно, отражают существовавшие в мезозое промежуточные магматические камеры. Кроме этого, связь аномалий с мезозойскими щелочными интрузиями позволяет сделать предположение, что мантийные каналы, выделенные [7] на разрезе основной частоты сейсмических волн имеют мезозойский возраст.

В мезозойских щелочных интрузиях Алдано-Станового щита наблюдаются минералы различных генераций и условий кристаллизации. Условия кристаллизации отражают расположение промежуточных магматических камер. В характеристике основной частоты локальных волновых пакетов [7], полученной специализированной обработкой сейсмического разреза отраженных волн по профилю 3-ДВ, промежуточные камеры выражены понижением основной частоты сейсмических волн в 3 раза относительно максимальных значений. На атрибутивном разрезе земной коры к северо-востоку от Центрально-Алданского района (см. рис. 2) большая часть низкочастотных аномалий расположена на глубинах 24-18 и 9-3 км, что свидетельствует о вероятности наличия скрытых интрузий.

Работа выполнена по теме госзадания ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0003).

Литература:

1. Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района. - Владивосток: Дальнаука. 1995. 180 с.
2. Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология 2014. №5. С.43-53.
3. Маракушев А.А., Татарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1965. № 3. С.20-37.
4. Смелов А.П. Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Якутск. 1996. 445 с.
5. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука /Интерпериодика, 2001. С.81-104.

6. Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. - Санкт-Петербург. 2012. 223 с.

7. Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal'nikov A.S. The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of the North Asian craton along Reference Profile 3-DV // *Geodynamics & Tectonophysics*. 5 (3). 2014. P.785-798.

8. Kravchenko A.A., Smelov A.P., Popov N.V., Zaitsev A.I., Beryozkin V.I., Dobretsov V.N. First data on the composition and age of the lower crust of the central part of the Aldan-Stanovoy Shield: results of study of xenoliths from Mesozoic plutons // *Craton Formation and Destruction with special emphasis on BRICS cratons University of Johannesburg, South Africa 21-22 July 2012. Workshop Abstract Volume*. P.62-63.

9. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral*. 1985. № 9. P.1228-1272.

ОСОБЕННОСТИ ПОИСКОВ КИМБЕРЛИТОВ В ПРЕДЕЛАХ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЯ

Иванов Д.В.¹, Салихов Р.Ф.¹, Толстов А.В.²,

Иванов В.В.¹, Григорьева Н.А.¹

¹*Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), п. Айхал, ivanovdv@alrosa.ru*

²*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
tolstov@igm.nsc.ru*

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле является составной частью Далдыно-Алакитского алмазоносного района. Расположено в северо-восточной части Среднесибирского плоскогорья в пределах территории Вилюйского траппового плато и принадлежит бассейнам верхних течений рек Марха, Чукука и Сохсолох. Алакит-Мархинское поле характеризуется наличием промышленных месторождений алмазов, приуроченных к кимберлитовым трубкам Айхал, Юбилейная, Сытыканская, Комсомольская, Краснопресненская и Заря. По степени сложности геолого-геофизической обстановки применительно к по-

искал кимберлитовых тел район работ имеет исключительно сложное строение. В благоприятных условиях проведения (I-II геотип) такие виды поисковых работ, как например, аэромагнитная съёмка обеспечивают достаточно надёжную фиксацию аномалий от крупных, средних и мелких по размерам кимберлитовых тел, в том числе и слабомагнитных. Вместе с тем, значительная часть рассматриваемой площади относится к малоблагоприятной (III-VI геотипы) для традиционного применения аэромагнитной съёмки обстановке.

Кимберлитовые тела Алакит-Мархинского поля прорывают карбонатные отложения раннего палеозоя и перекрываются терригенными и вулканогенными образованиями позднего палеозоя и раннего мезозоя, в т. ч. и пластовыми интрузиями долеритов. Зачастую кимберлитовые трубки интродуцированы секущими телами долеритов. Мощность перекрывающих отложений верхнего палеозоя колеблется от 1–12 м (тр. Заря) до 60–80 м (тр. Кылахская, Одинцова и др.). Мощность бронирующих интрузий над трубками варьирует от 2–10 м (тр. Кылахская) до 40–85 м, редко до 120–145 м (тр. Заря, Амакинская и др.).

Выделение в таких условиях магнитных аномалий, перспективных на обнаружение кимберлитовых тел, значительно усложняется, а зачастую вообще невозможно из-за наличия значительного количества аномалий-помех, создаваемых трапповыми образованиями. Невозможно однозначно определить аномальный эффект и местоположение кимберлитовых трубок, расположенных в пределах закрытых участков (трапповых массивов). Их влияние экранируется магнитным полем от трапповых пород, наблюдается эффект суперпозиции (наложения) магнитного поля от кимберлитового тела и траппов [1].

Поиски кимберлитовых тел в этих условиях представляют собой сложную задачу. Применение отдельных геофизических или геологических методов поисков погребённых кимберлитовых тел зачастую оказывается недостаточно эффективным, что вызывает необходимость их комплексирования. Поэтому поиски коренных месторождений алмазов на данной территории осуществляются комплексом геолого-геофизических методов, принятых в практике проведения поисковых работ на алмазы в Западной Якутии [1]. В этот комплекс вхо-

дят: аэрогеофизические работы; наземные геофизические исследования; ревизионно-поисковые маршрутные исследования со шлиховым и мелкообъемным опробованием; поисковые работы, включающие бурение скважин, ГИС и опробование по сети скважин 1000х500 м, 500х500 м, 500х250 м, 250х250 м, 250х125 м и детальнее; заверка всех выявленных в процессе работ кимберлитоперспективных аномалий.

Аэрогеофизические работы

Целевым назначением аэромагнитной съёмки является выделение аномалий трубчатого типа с их последующей наземной детализацией, разбраковка ранее выделенных аэромагнитных аномалий, выделение перспективных участков для проведения дальнейших работ на алмазы, построение структурно-тектонической схемы в комплексе с имеющейся геолого-геофизической информацией о глубинном строении территории. Большинство аномалий, зафиксированных в Алаakit-Мархинском кимберлитовом поле, расположенных в областях сплошного развития покровных образований пород трапповой формации, в отличие от аномалий открытых Далдынского и Мунского полей, отбраковываются как неперспективные.

При выделении и разбраковке аномалий для усиления их контрастности применяется технология фильтрации аномального магнитного поля методом «стандарта фона», а также статистические методы анализа геофизических данных, апробированные Амакинской экспедицией на площадях объектов Далдынский, Приленский, Верхнее-Куонамский. При оценке перспективности выделенных аномалий наряду с их геофизическими характеристиками учитываются сведения о геологическом строении участка аномалии, приуроченность аномалий к зонам тектонических нарушений северо-восточного простирания, шлихоминералогические и структурно-тектонические факторы [2, 3]. В случае принятия положительного решения о перспективности аномалий, они передаются под заверку наземными геофизическими методами и бурением.

Наземные геофизические исследования

Целью работ является изучение структурно-тектонического строения площади и картирование предполагаемых кимберлитовмещающих

тектонических зон разломов, выделение бестрапповых «окон», выявление аномалий, перспективных на обнаружение коренных месторождений алмазов. Исследования включают в себя гравиразведочные работы, а также наземные электроразведочные работы методом ЗМПП [1].

Ревизионно-поисковые маршрутные исследования

Ревизионно-поисковые маршруты проводятся на площадях I–II геотипа (в открытых кимберлитовых полях). Основной задачей является набор представительного количества МСА (минералов-спутников алмаза) на исследуемых участках для их дальнейшего всестороннего изучения и сопоставления с МСА из ближайших кимберлитовых тел, выявление и оконтуривание ореолов МСА высокой степени сохранности. В состав работ входят специализированные поисковые маршруты, ревизионное шлиховое опробование по водотокам, детальное шлиховое опробование склоновых отложений, мелкообъемное опробование разновозрастных отложений.

Бурение

Поисковые работы на участках, в зависимости от особенностей геологического строения, степени опробования, расположения рудовмещающих разломов и предполагаемых направлений локального сноса МСА, а также возможного размера прогнозируемого кимберлитового тела выполняются по сети скважин 1000х500 м, 500х500 м, 500х250 м, 250х250 м, 250х125 м и детальнее. Целью данных работ является оценка перспектив коренной алмазоносности и поиски коренных месторождений алмазов в Алакит-Мархинском поле. Бурение поисковых скважин сопровождается шлиховым, шламовым и литохимическим опробованием.

Углубка поисковых скважин в породы карбонатного цоколя осуществляется на 20 м. В скважинах выполняется комплекс ГИС. Проходка скважин по породам трапповой формации (долеритам и туфам) осуществлялась без отбора кернa, если на тех или иных участках они изучены с высокой степенью детальности (СКТО-65), или с его отбором (LF-90). По результатам проведенных работ составляются схемы, карты, разрезы, оцениваются перспективы территории на коренную

алмазонасность, подсчитываются прогнозные ресурсы или запасы (в случае обнаружения кимберлитовых тел).

Геофизические исследования в скважинах (ГИС)

Геофизические исследования в скважинах проводятся с целью решения следующих задач: литолого-стратиграфическое расчленение разрезов скважин; корреляция разрезов скважин; определение физических свойств горных пород в естественном залегании; опосредованное межскважинное пространство с целью выделения магнитных объектов. Поставленные задачи решаются с помощью поискового комплекса ГИС, к которому относятся: спектрометрический гамма-каротаж (СГК); каротаж магнитной восприимчивости (КМВ); скважинная магниторазведка (СМ); индукционный каротаж (ИК). Результаты работ передаются геологической службе для интерпретации результатов работ и оперативной заверки бурением выделенных кимберлитоперспективных аномалий.

Заверка аномалий

В процессе поисков выделяются аномалии, имеющие, предположительно, кимберлитовую природу. Среди них шлихоминералогические, гравиразведочные, электроразведочные, комплексные геофизические аномалии, а также аномалии СМ. Каждая аномалия в зависимости от конкретной ситуации и поставленной задачи заверяется одной-четырьмя скважинами, которые позволяют дать оценку природы выделенных аномалий.

Заключение

Применяемая методика поисков на территории Алакит-Мархинского поля показала свою высокую эффективность. За время изучения здесь было открыто 63 кимберлитовые трубки, в том числе шесть месторождений алмазов (трубки Сытыканская, Айхал, Комсомольская, Юбилейная, Заря и Краснопресненская), а также многочисленные кимберлитовые жилы [3]. К настоящему времени перспективы кимберлитового поля на обнаружение в его пределах новых коренных месторождений алмазов полностью не исчерпаны и следует ожидать новых открытий.

Литература:

1. Салихов Р.Ф. Надразломные пликативные дислокации Алакит-Мархинского кимберлитового поля. // Материалы VI Международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М.: Изд-во МГГРУ. 2003. т. 1. С.104.

2. Салихов Р.Ф. Сдвиговой тектогенез и кимберлитовый магматизм (на примере Далдыно-Алакитского алмазоносного района). // Материалы VI Международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М.: Изд-во МГГРУ. 2003. т. 1. С.106.

3. Салихов Р.Ф. и др. Крупномасштабная прогнозная оценка территории на алмазы на основе ГИС-технологий (на примере юго-западной части Алакит-Мархинского кимберлитового поля) в сб. Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН. 2008. С.274-281.

ЦИРКОНЫ МЕДВЕДЕВСКОГО, ЮХТИНСКОГО И ДЖЕЛТУЛИНСКОГО МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

**Иванов А.И.¹, Журавлев А.И.¹, Ермаков Н.Н.¹, Кравченко А.А.^{1,2},
Прокопьев И.Р.^{3,4}, Лоскутов Е.Е.^{1,2}**

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

²*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск*

³*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

⁴*Новосибирский национальный исследовательский государственный
университет, Новосибирск*

Медведевский, Юхтинский и Джелтулинский щелочные массивы, являются крупными магматическими объектами, сформировавшимися в эпоху мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита. Особенности геологического строения и состава магматических пород указанных массивов рассмотрены в ряде работ [1,2,5 и др.], но некоторые вопросы их формирования остаются открытыми и требуют уточнения. Рассмотрение особенностей морфологии и химического состава цирконов из данных объектов, вероятно, позволит уточнить стадийность, геодинамические и физико-химические условия формирования таких крупных многофазовых структур.

Циркон в рассматриваемых породах весьма разнообразен. Изменение его типоморфных особенностей связано с генезисом, процессами

кристаллизации расплавов и зависит от различных параметров, в частности от их щелочности. В магматических породах Центрального Алдана встречаются цирконы двух типов: «щелочной» и «гранитный» [3]. Первый из них характеризуется дипирамидальным короткопризматическим габитусом. Второй – циркон гиацинтового габитуса преобладающий в щелочноземельных сиенитах и сиенит-порфирах [3].

Нами установлено, что для даек сиенит-порфиров Медведевского массива характерны цирконы «гранитного» и нехарактерного «метаморфогенного» типов (табл. 1), химический состав однообразен, во всех зернах в средних количествах присутствует примесь Hf.

Таблица 1

Сводная таблица характеристик цирконов из массивов

| Массив | Медведевский | | | | | Юхтинский | | Джелтулинский | |
|-------------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Морфотип по [6] | J ₃ | S ₂₃ | S ₂₁ | Q ₃ | мет | S ₂₃ | A | D | S ₅ |
| Схема по [6] |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| Элементы примеси | Hf | Hf | Hf | Hf | Hf | Hf | Th, U, Y, Hf | Th, Y, Hf, Yb | Hf |
| T°С формирования по [6] | 900 | 850 | 850 | 750 | - | 850 | 500 | 900 | 650 |

Примечание: Мет – метаморфогенный тип цирконов

В щелочноземельных сиенитах Юхтинского массива нами выделены два типа цирконов – «гранитный» и преобладающий «щелочной». Различия отмечены не только во внешнем облике, но и в химическом составе. В цирконах «гранитного» типа определена только примесь Hf, тогда как для зерен «щелочного» типа характерны высокие содержания U, Th, Y (табл. 2).

Таблица 2

Представительные анализы цирконов из массивов

| № п/п | ZrO ₂ | ThO ₂ | UO ₂ | SiO ₂ | Y ₂ O ₃ | HfO ₂ | Yb ₂ O ₃ | Сумма |
|-------------------------------------|------------------|------------------|-----------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|
| Медведевский, гранитный тип 1-4 | | | | | | | | |
| 1 | 65,15 | - | - | 32,42 | - | 0,70 | - | 98,31 |
| 2 | 64,99 | - | - | 32,27 | - | 1,33 | - | 98,68 |
| 3 | 63,40 | - | - | 32,44 | - | 1,83 | - | 97,69 |
| Медведевский, метаморфогенный тип 5 | | | | | | | | |
| 4 | 65,74 | - | - | 32,18 | - | 1,03 | - | 98,99 |
| 5 | 64,29 | - | - | 32,46 | - | 1,33 | - | 98,12 |
| 6 | 64,37 | - | - | 32,32 | - | 1,73 | - | 98,42 |
| Юхтинский, гранитный тип 1 | | | | | | | | |
| 7 | 63,73 | - | - | 32,33 | - | 0,81 | - | 97,04 |
| 8 | 63,68 | - | - | 32,36 | - | 1,08 | - | 97,14 |
| 9 | 63,22 | - | - | 32,72 | - | 1,19 | - | 97,15 |
| Юхтинский, щелочной тип 2 | | | | | | | | |
| 10 | 61,38 | 2,03 | 1,26 | 31,30 | 0,59 | 0,70 | - | 97,36 |
| 11 | 63,12 | 0,29 | - | 32,37 | 0,33 | 1,02 | - | 97,54 |
| 12 | 60,35 | 2,56 | 1,63 | 31,08 | 0,79 | 1,07 | - | 97,65 |
| Джелтулинский, гранитный тип 1 | | | | | | | | |
| 13 | 58,55 | 1,09 | - | 30,87 | 1,09 | 1,63 | - | 93,54 |
| 14 | 57,29 | 0,67 | - | 30,35 | 1,22 | 1,59 | - | 91,46 |
| 15 | 56,69 | 0,31 | - | 30,39 | 2,29 | 1,38 | 0,35 | 91,50 |
| Джелтулинский, гранитный тип 2 | | | | | | | | |
| 16 | 64,43 | - | - | 32,53 | - | 1,32 | - | 98,33 |
| 17 | 63,08 | - | - | 32,52 | - | 2,71 | - | 98,73 |
| 18 | 65,00 | - | - | 32,68 | - | 2,13 | - | 99,83 |

Прим.: прочерк – не установлено в пределах чувствительности микрозонда

В наименее измененных разностях лаурвикитов и пуласкитов Джелтулинского массива выделены две разновидности цирконов гранитного типа – первый представлен кристаллами с правильными кристаллографическими формами и широким набором элементов приме-

сей, среди которых выделяются редкий Yb и Y (табл 2.) содержащийся в повышенных количествах, второй – характеризуется постоянным составом с примесью Hf.

В рассматриваемых объектах выделенный нами циркон, различается по морфологическим признакам и химическому составу. Так, присутствие четырех разновидностей «гранитного» типа цирконов, с характерными хорошо образованными, кристаллографически правильными формами, а также присутствие зерен с коэффициентом удлинения более 4, вероятно, указывает на то, что цирконы даек сиенит – порфилов Медведевского массива формировались в относительно стабильных условиях. Приуроченность округлых индивидов цирконов к породам гранулитовой фации [4] позволяет считать такие цирконы (типа «футбольного мяча») образованными за счет высокотемпературного метаморфизма, а, следовательно, реститовыми для MZ сиенитов.

Неровные грани и корродированная поверхность первичных, высокотемпературных цирконов в породах Юхтинского массива а также, присутствие низкотемпературных обогащенных редкоземельными элементами (Th, U, Y, Hf) разновидностей циркона, по всей видимости, позволяет предположить о вторичной переработке первичных пород и обогащении последних актиноидами.

Повышенные содержания Y, Yb и морфология кристаллов Джелтулинского массива предположительно указывает на обогащение первичного субстрата тяжелыми лантаноидами и высокие температуры формирования последнего по [6].

Работа выполнена по теме госзадания ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0004).

Литература:

1. Билибин Ю.А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района // Избр. труды. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1958. Т. 1. 432 с.
2. Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2014. С.43-53.
3. Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. – М. Изд-во АН СССР. 1962. 190 с.

4. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М. // Наука. 1986. 152 с.

5. Страхов М.Ф. Петрология и рудоносность Юхтинского граносиенитового массива (центральная часть Алданского щита) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. – Изд-во НИ ИрГТУ. 2012. №1 (40) С.25-37.

6 Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. 73. P.207-220.

НОВОЕ В МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО УЧАСТКОВ ТОМТОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Ильина М.Н.¹, Лазарева Е.В.², Толстов А.В.²

¹АО «Якутскгеология», г. Якутск, marailina93@mail.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск

Минералогия и петрография Томторского рудного поля была достаточно хорошо изучена предшественниками, однако все изучения базировались на рудах Буранного участка [1-3, 6-9]. Проведенная оценка Северного и Южного участков позволила получить новые результаты, в результате которых установлено, что главным минералом редкоземельных элементов (REE) в рудах Северного и Южного участков Томторского рудного поля является фосфат REE монацит, который образует экзотические биоморфные агрегаты, и очень редко встречается в виде мелких терригенных (кластогенных) кристаллов [4,5]. Составы монацитов сильно отличаются (рис. 1), иногда даже в одном образце. Это разнообразие влияет на соотношение REE в руде. Выделения монацита из пород участков Северный и Южный по морфологическим особенностям сходны с теми, что были установлены в рудах участка Буранный [2,4,5]. Но в некоторых горизонтах фосфаты редкоземельных элементов разнообразные и отличаются формой выделений и соотношением Ce-La-Nd. Содержания Th в монацитах так-

же разнообразны и колеблются от 18 масс. %, до неустанавливаемых количеств (ниже предела обнаружения) (рис. 1).

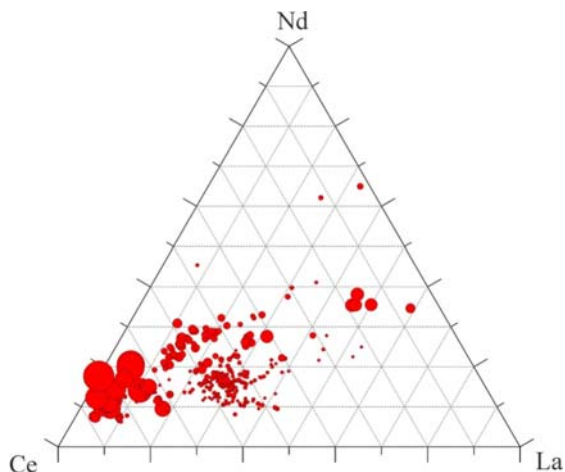


Рис. 1. Состав монацитов из всех изученных пород массива Томтор
Размер кружка указывает на содержание Th в минерале

Второй группой минералов, содержащей редкоземельные элементы в значительных количествах, являются минералы группы крандаллита. В рудных горизонтах минералы группы крандаллита наблюдаются как две разновидности:

1) Зональные сравнительно крупные (до 20 мкм в длину) кристаллы (рис. 2а). Центральная, большая, часть сложена минералом, в котором резко преобладает Sr минал, а края – минералом с преобладанием Ba минала. Содержание REE выше в краевых частях (рис. 3). Доля флоренситового минала (REE) составляет менее 10% (в формульных единицах). Массовое содержание редкоземельных элементов в минерале составляет около 2%, и преобладающим элементом является Ce (около 0.9 масс.%);

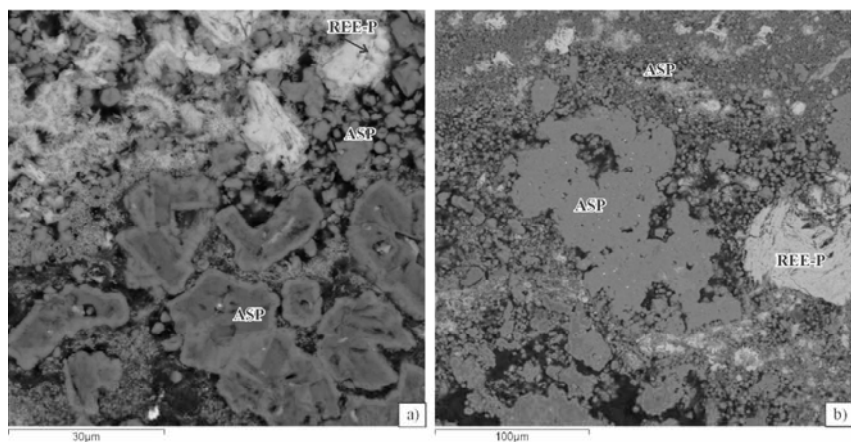


Рис. 2. Формы выделения минералов группы крадаллита (ASP) в руде
 а) зональные кристаллы гоэцита сменяются горсейкситом в ассоциации с фосфатами REE (монацитом?) и хорошо оградённые кристаллы горсейксита;
 б) мелкие кристаллы горсейксита формируют сплошные массы. Фото – электронный микроскоп, BSE (ИГМ СО РАН)

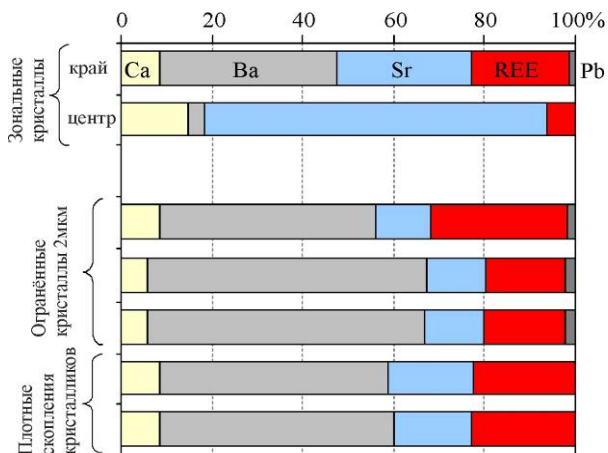


Рис. 3. Доли (в формульных единицах) различных минералов в минералах группы крадаллита

2) Мелкие (2–3 мкм), хорошо огранённые таблички (рис. 2) составляют мономинеральные скопления или плотные массы (рис. 2b), в которых преобладает Ва минал, а доля флоренситового минала (REE) составляет 20% (в формульных единицах). Массовое содержание редкоземельных элементов в минерале составляет около 5%, преобладающим элементом является La (около 3 масс.%).

Минералы группы крандаллита разнообразны по составу, но флоренситовый минал нигде не составляет основную долю состава.

Третья форма нахождения REE в рудах – карбонаты, в которых, как и в монаците преобладает Се, но в пределах одного образца вариаций соотношения редкоземельных элементов в минерале не наблюдается (рис. 4). Карбонаты могут составлять значительные концентрации в породах.

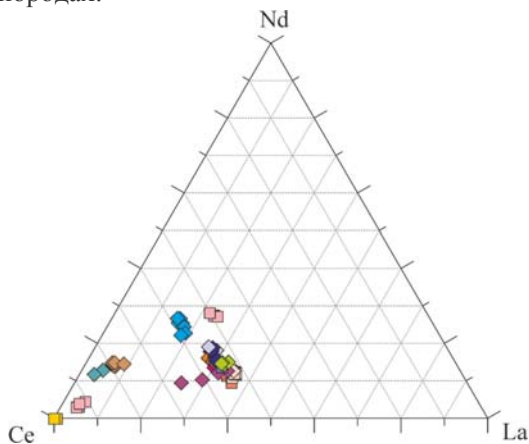


Рис. 4. Соотношение редкоземельных элементов в карбонатах (паризит – ромбы, бастнезит – квадраты)

Следует обратить внимание и на количество REE в апатитах, в которых их содержание достигает 6%. Отличительной особенностью руд Северного и Южного участков является то, что основным минералом, содержащим ниобий, являются оксиды Ti и Fe. Пирохлор не является преобладающим минералом (рис. 5 а-й). Поскольку оксиды

Ti и Fe содержат Nb в небольших количествах, содержания его в рудах участков Северный и Южный значительно ниже, чем в рудах участка Буранный. Колумбит также встречается редко. Основным минералом-концентратором Nb является рутил, встречающийся в виде крупных обломков или скоплений (рис. 5 а-й).

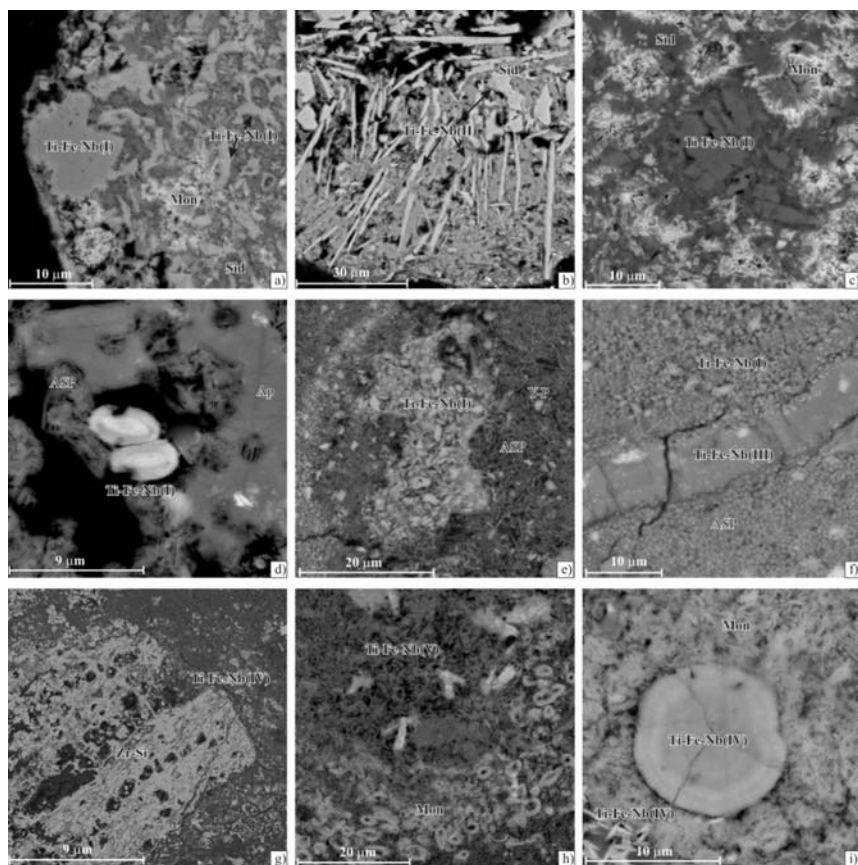


Рис. 5. Формы выделения различных оксидов Ti в рудах массива Томтор
 Фото – сканирующий электронный микроскоп.

Выводы. Таким образом, особенностями минералогии и петрографии уникально богатых руд Северного и Южного участков Томторского рудного поля являются минеральные формы Nb, представленные оксидами Ti и Fe при его общих пониженных концентрациях. Карбонаты REE могут составлять значительные концентрации в породах, что делает экономически привлекательными многие породы массива в качестве новых типов руд, в том числе карбонатиты. На это следует непременно обратить внимание при постановке доразведки на новых участках рудного поля.

Литература:

1. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Кубышев А.И., Толстов А.В. Скандиево-редкоземельно-ниобиево-иттриевые руды – новый тип редкометалльного сырья // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 1. С.105-109.
2. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т.56. №6. С.1080-1115.
3. Лапин А.В., Толстов А.В. Новые уникальные месторождения редких металлов в корах выветривания карбонатитов // Разведка и охрана недр.1993.№ 3. С.7-11.
4. Рылов Д.А., Толстов А.В. Закономерности строения и состава гипергенного комплекса Северного и Южного участков Томторского рудного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск, Материалы ВНК – 2016. С.265-270.
5. Слепцов А.П., Толстов А.В., Баранов Л.Н. Новый взгляд на полезные ископаемые Томторского рудного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск, Материалы ВНК 2016. С.271-275.
6. Толстов А.В., Энтин А.Р. Тянь О.А., Орлов А.Н. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск: ЯНЦ. 1995. 168 с.
7. Толстов А.В., Тянь О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. – Якутск, ЯНЦ СО РАН. 1999. 200 с.
8. Толстов А.В., Гунин А.П. Комплексная оценка Томторского месторождения // Вестник ВГУ. Геология. 2001. № 11. С.144-160.
9. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы М.: ИМГРЭ. 2006. 212. С.164 с.

ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ ДАННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АЛМАЗОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НЕЙРОСЕТЕВЫХ МЕТОДОВ

Кедрова Т.В., Помазанский Б.С.

*Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП)
ОАО АК «АЛРОСА» г. Мирный; Pomazansky @cnigri.alrosa-mir.ru*

Типоморфные особенности алмазов широко используются при решении прогнозно-поисковых задач и задач эксплуатационной геологии. Как известно, в рамках геологоразведочных работ наиболее часто применяется визуальное описание алмазов и аналитические измерения. На основе данных минералогического описания и основных оптико-спектроскопических характеристик формируется целостная картина о свойствах алмазов конкретного объекта. Среди аналитических измерений, особенно в случаях массовых исследований алмазов, чаще всего применяется метод ИК-спектроскопии, с определением наличия и концентрации основных азотных дефектов. При визуальной характеристике алмазов определяется довольно широкий спектр внешних параметров каждого кристалла. Получаемые в результате такого комплекса исследований данные с математической точки зрения представляют собой как номинальные и порядковые переменные (категориальные переменные, получаемые при визуальном исследовании), так и числовые данные (непрерывные переменные, получаемые при применении метода ИК-спектроскопии). Массивы числовых данных не подчиняются нормальному закону распределения и часто неоднородные. Первичные выводы о сходстве или различии объектов можно сделать на основе анализа таблиц, графиков распределения частот встречаемости категорий номинальных признаков и аналитических данных, а также вычисления коэффициентов корреляции. В данное время визуальный анализ таблиц и графиков является наиболее часто применяемый на практике метод анализа данных по алмазам и построения выводов. По мере накопления объема информации по алмазам все труднее проводить анализ, классификацию и группи-

ровку с помощью визуального анализа таблиц и графиков из многопараметрических данных. Для углубленного анализа числовых и номинальных величин, полученных в ходе исследований алмазов, необходимо привлечение развитых программ статистического анализа. Существуют различные приемы обработки подобной информации, такие как кластерный анализ, общий дискриминантный анализ, деревья классификации и т.д. Однако проблема успешной классификации и соотнесения наблюдений тех или иных геологических объектов остается актуальной. Для решения данной проблемы апробированы возможности программного пакета STATISTICA 10, в котором реализованы возможности нейросетевого анализа.

Нейронные сети – метод моделирования, позволяющий воспроизводить сложные зависимости [1], работать с большим числом переменных и решать задачи, в которых линейные модели работают неудовлетворительно. Для обучения нейронных сетей чаще всего применяется алгоритм управляемого обучения, когда пользователь должен подготовить набор обучающих данных, которые представляют собой примеры входных данных и соответствующих им выходов. Сеть учится устанавливать связь между первыми и вторыми. Нами была предпринята попытка создания нейронных сетей с помощью анализа «классификация» на основе минералогических и оптико-спектроскопических параметров алмазов. В задаче классификации сеть должна отнести каждое наблюдение к одному из нескольких классов или, в более общем случае, оценить вероятность принадлежности наблюдения к каждому из классов [1]. В нашем случае класс – это алмазоносный район, объект (трубка/россыпь) или группа объектов, наблюдение – кристалл алмаза.

При классификации входных данных, в которые были включены все параметры наблюдений, определяемые при минералогическом описании и ИК-спектроскопии, на основе всего имеющего массива по кимберлитовым телам Якутской алмазоносной провинции получена наилучшая сеть с производительностью 90,8%, довольно успешно классифицирующая алмазы относительно категории «район», доля неправильно классифицированных данных составляет менее 15% от

общего количества наблюдений. Однако, при переходе на классификацию по объекту (трубке) при использовании того же массива данных производительность сетей падает более чем на 10%, ошибка распознавания новых данных по отдельным трубкам составляет часто более 50%. Результативность классификации наблюдений относительно категории «объект» повышается при использовании нейросетевых моделей, обученных на данных по алмазам из кимберлитовых тел, похожих между собой по средним значениям основных параметров кристаллов (габитус, фотолюминесценция, содержание суммарного азота, степень его агрегации).

В качестве эксперимента были построены нейросетевые модели для кимберлитовых тел Среднемархинского (трубки Нюрбинская и Ботуобинская), Малоботуобинского (трубки Мир, Интернациональная, имени XXIII съезда КПСС) и Далдыно-Алакитского (трубки Сытыканская, Удачная) районов. Сети, обученные на таких массивах входных данных, имеют довольно высокую производительность, доля неправильно классифицированных наблюдений при обучении не превышает 31%. Полученные нейросетевые модели были протестированы на выборках алмазов из россыпей ближнего сноса (россыпи Нюрбинская, Лог Хабардина, делювиальная россыпь тр. Удачная) и россыпи с неопределенным коренным источником (р. Тымтайдах). Перечисленные объекты были использованы как условно «новые» данные. Задачей тестирования являлось определение коренного источника алмазов. К полученным моделям по каждому из районов были применены данные покристального описания алмазов из соответствующих россыпей и получены таблицы предсказанных значений, в которых алмазы той или иной россыпи классифицированы по трубкам, участвовавшим в обучении нейронных сетей. Для выборки алмазов р. Тымтайдах в модель была дополнительно добавлена трубка Спутник. По данным таблиц предсказанных значений были построены гистограммы, в которых значения по оси X соответствуют кимберлитовым трубкам, для которых была создана модель, а высота столбцов соответствует проценту наблюдений из россыпи, отнесенных к определенной трубке (рис. 1, 2).

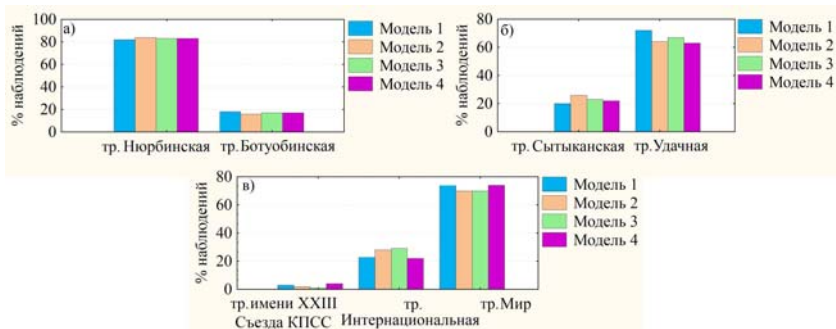


Рис. 1. Результаты классификации алмазов россыпей Нюрбинская (а), Удачная (б) и Лог Хабардина (в) в соответствующих нейросетевых моделях

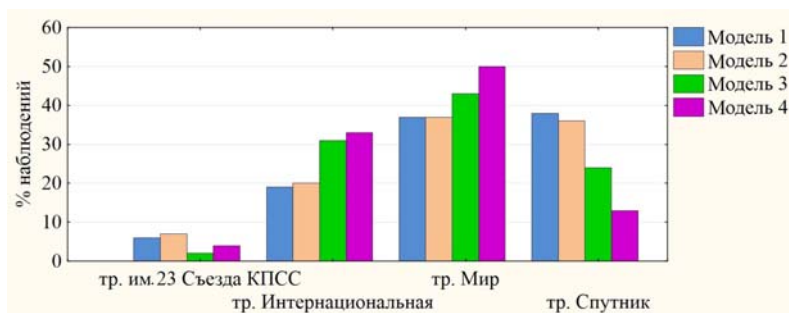


Рис. 2. Результаты классификации алмазов р. Тымтайдах в построенных нейросетевых моделях

Как видно из полученных графиков, большинство наблюдений из россыпей ближнего сноса с высокой степенью вероятности соответствует своему коренному источнику (рис. 1). Распределение алмазов р. Тымтайдах по коренным источникам не имеет ярко выраженного пика, позволяющего однозначно отнести эти кристаллы к какому-либо одному телу. На фоне преобладания алмазов, схожих с кристаллами трубки Мир, среди алмазов р. Тымтайдах в близких содержаниях встречаются алмазы, схожие с таковыми из трубок Интернациональная и Спутник (рис. 2).

Следует отметить, что при использовании нейросетевого анализа исключение из таблицы входных данных тех или иных параметров алмазов не оказало значительного влияния на производительность сети и ошибку распознавания новых данных. Данный факт выгодно отличает метод «классификация» в нейронных сетях от классического кластерного анализа, который весьма чувствителен ко входному набору переменных. Также установлено, что при работе с параметрами алмазов можно исключить этап предварительной обработки данных и использовать исходные данные покристального описания, что позволяет сократить время, затраченное на анализ. Создание нейронных сетей при управляемом обучении показало, что выбор параметра (кимберлитовое тело или совокупность тел, сгруппированных определенным образом), который далее будет целевой переменной, имеет большое значение для успешной последующей классификации. Просто соотнести алмазы из новой выборки с какими-либо объектами, учувствовавшими в обучении нейронных сетей, с высокой степенью точности не представляется возможным. Функция сохранения нейронных сетей позволяет возвращаться к ним в любое время для тестирования вновь поступающих данных. Отрицательным моментом в анализе Классификация, реализованном в пакете STASTISTICA 10, является трудность в оценке новизны загружаемых для теста данных. Сеть чаще всего относит новые наблюдения к объектам, которые участвовали в обучении данной сети. Однако в таком случае обычно новые данные распределяются по известным источникам примерно с равно низкой степенью вероятности. Решение данного вопроса требует продолжения экспериментальных работ по обработке и анализу данных с использованием нейронных сетей.

По результатам тестов в нейронных сетях, построенных с учетом полученных образов, появляется возможность оценить степень близости алмазов из осадочных отложений к тому или иному известному коренному источнику. При использовании нейронного анализа довольно успешно распознаются россыпи ближнего сноса. Однако не решена задача интерпретации сложных распределений россыпных алмазов по коренным источникам.

Литература:

1. StatSoft, Inc. (2012). Электронный учебник по статистике. Москва, StatSoft. WEB: <http://www.statsoft.ru/home/textbook/default.htm>.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В СРЕДНЕ-МАРХИНСКОМ РАЙОНЕ

Килижеков О.К.¹, Толстов А.В.²

¹ Ботуобинская геологоразведочная экспедиция АК АЛРОСА (ПАО),
olegkil@mail.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
tolstov@igm.nsc.ru

Высокая степень опосредованности промышленно освоенных регионов Якутской алмазоносной провинции обусловила существенное снижение ее потенциала на выявление новых месторождений. Однако это касается только открытых и полузакрытых мезо-кайнозойским осадочным чехлом площадей, составляющих половину территории, перспективной на коренную алмазоносность. Поэтому возможности наращивания минерально-сырьевой базы алмазов связаны с перекрытыми осадочным чехлом территориями, ресурсы которых, по нашему мнению, сопоставимы с выявленными к настоящему времени. К таким территориям относится Средне-Мархинский район Якутской алмазоносной провинции, где за два последних десятилетия геологи Ботуобинской экспедиции АК «АЛРОСА» (ПАО) открыли коренные алмазные месторождения Ботуобинское, Нюрбинское и Мархинское, образующие Накынское кимберлитовое поле, которое в 2006 г. пополнилось новым месторождением Майское (рис.).

Помимо коренных кимберлитовых месторождений в Средне-Мархинском районе выявлена и частично разведана уникальная погребенная россыпь ближнего сноса Нюрбинская [3,7,9]. На ближайшие десятилетия она будет являться объектом разведки и добычи, поэтому всестороннее изучение ее строения, закономерностей локализации и образования промышленных концентраций, новые возможности ее эффективной разведки имеют большое практическое значение [4,5,9,11,12]. Полученные в ходе этих исследований результаты и выводы легли в основу прогнозирования, поисков и разведки анало-

гичных объектов на закрытых территориях. Они же являются отправной точкой выявления новых коренных алмазоносных объектов.

Обширная площадь высоконтрастного Верхне-Дяhtarского ореола рассеяния индикаторных минералов кимберлита (ИМК) и алмазов по-прежнему является высокоперспективной на открытие новых кимберлитовых тел. Сложность поисковых работ в пределах данного ореола заключается в высокой концентрации ИМК и алмазов, которые образуют весьма крупное россыпепроявление алмазов, не имеющее равных по площади, концентрациям полезного компонента и, как следствие, ресурсам.

Однако высокая степень опоскованности этого ореола позволяет прогнозировать лишь новые мелкие тела кимберлитов, по своим параметрам сопоставимые с Майским месторождением, которые вследствие высокой продуктивности кимберлитов все же могут представлять промышленный интерес.

Открытие Майского кимберлитового тела является ярким примером высокой эффективности применения шлихоминералогического метода поисков глубокопогребённых месторождений алмазов [1,2,11].

В настоящее время в пределах Верхне-Дяhtarского ореола, совпадающего с контуром подсчета прогнозных ресурсов единой россыпи Нюрбинская, ведутся активные поисковые и оценочные работы, на значительной ее площади реализована сеть поискового бурения 200*100м, участками 100*100м, а на участках детализации 50*50м [3,4,10].

Однако это не исключает возможности выявления на территории ореола новых коренных кимберлитовых объектов. Основными критериями выявления новых объектов являются «вспышки» алмазоносности по 3–5 кристаллов алмаза в единичных керновых пробах непредставительного объема, составляющего несколько литров на значительном удалении от коренных кимберлитовых тел (трубки Нюрбинская, Ботуобинская). Таким образом, в 2006 году было выявлено дайковое кимберлитовое тело Майское, а пятью годами позже – жильное кимберлитовое тело Озерное [1,2,6,8].

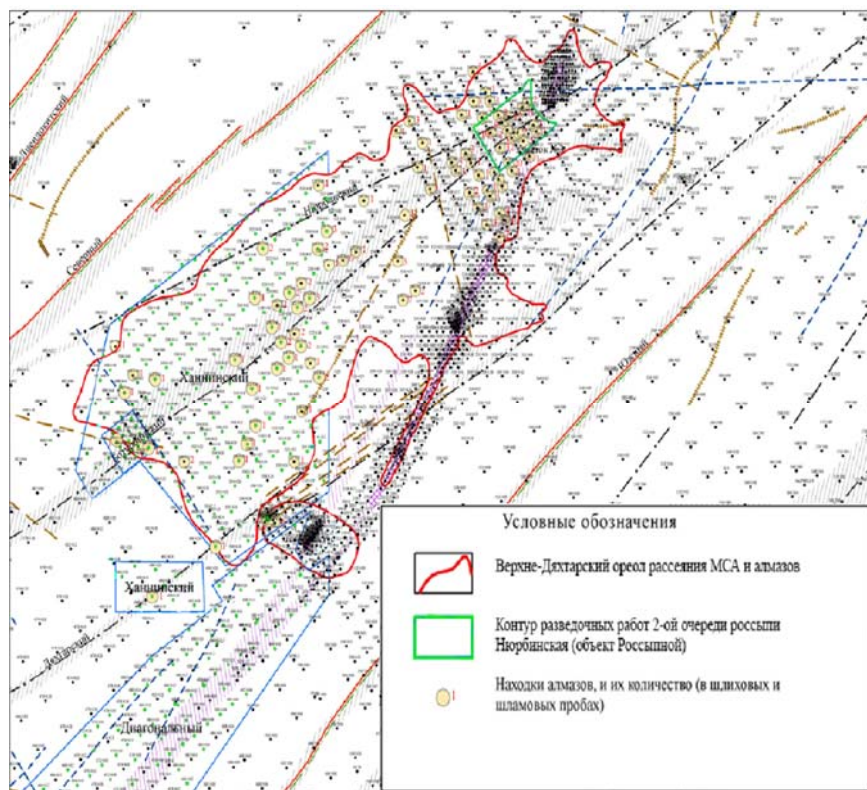


Рис. Схема Накынского рудно-россыпного поля (Средне-Мархинский алмазоносный район республики Саха (Якутия), по данным поисково-разведочных работ Ботуобинской ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО).

Заключение. Изучение закономерностей распределения алмазов погребенной россыпи Нюрбинская и Верхне-Дяктарского ореола ИМК и алмазов позволяет сделать вывод, что решающий вклад в её образовании внесло коренное месторождение алмазов – кимберлитовая трубка Нюрбинская, незначительная доля алмазов привнесена из кимберлитов Ботуобинского и Майского месторождений.

При этом аномальные локальные концентрации алмазов, наблюдаемые в виде «вспышек» в единичных керновых пробах на продолжении россыпи, позволяют с высокой долей вероятности прогнозировать новые неизвестные коренные кимберлитовые тела в пределах западного обрамления Верхне-Дяхтарского ореола.

Литература:

1. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Возможности локального прогноза кимберлитов и их кустов по косвенным признакам при поисках на закрытых территориях на примере Накынского поля Якутии. // Руды и металлы. 2013. №5. С.34-41.

2. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Сравнительный анализ рудовмещающих структур Майского, Мархинского и Озерного кимберлитовых тел Накынского поля Якутии // Геология рудных месторождений. 2015. т. 57. № 2. С. 125-131.

3. Килижеков О.К., Толстов А.В. Новые возможности буровой системы разведки и отработки погребенных россыпей алмазов // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. – Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН, Новосибирск. 2016. №3. С. 297-304.

4. Килижеков О.К., Толстов А.В. Закономерности образования и размещения промышленных россыпей алмазов в Накыском кимберлитовом поле (Якутская алмазоносная провинция). «Наука и образование», Якутск, - АН РС(Я), ЯНЦ СО РАН. 2017. №1 (82). С.24-28.

5. Толстов А.В., Килижеков О.К., Неустроев Р.Г., Гречишников Д.Н., Копылов Г.Н., Разумов А.Н., Яхин Ш.М. Особенности геологического строения, условий залегания и системы разведки погребенной россыпи Нюрбинская. Материалы XIV Международного совещания по геологии россыпей и кор выветривания (РКВ-2010), Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин». 2010. С. 660-665.

6. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Результаты 3D моделирования разломов, вмещающих кимберлитовые жилы Накынского поля Якутии. В сб. XI Межд. конф. "Новые идеи в науках о Земле". М. МГРИ-РГГРУ. 2013. С.330-331.

7. Килижеков О.К., Разумов А.Н., Гречишников Д.Н. Особенности геологического строения и дальнейшие перспективы оценки погребенной россыпи алмазов Нюрбинская. Материалы 1-й научно-практической конференции

«Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири», Новосибирск: ФГУП «СНИИГГиМС» 2014. С.53-54.

8. Килижеков О.К., Корнилова В.П., Масленникова Э.А., Иванов А.С. Методы исследования и прогнозирование кимберлитов в Накынском поле, на примере кимберлитов участка Озерный. Мат-лы IV Региональной науч.-практич. конференции «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии», Мирный. 2014. С.50-53.

9. Килижеков О.К., Толстов А.В., Степанов Е.А., Сыромолотова Н.А. Древние погребенные россыпи Накынского кимберлитового поля, особенности геологического строения и методики разведки. Мат-лы V полевого науч.-практ. семинара «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии», Айхал. 2015. С.92-94.

10. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Строение Диагонального разлома, вмещающего кимберлиты Накынского поля, и прогноз новых тел. Материалы V полевого научно-практического семинара «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии», Айхал. 2015. С.85-88.

11. Килижеков О.К., Толстов А.В., Минин В.А., Сыромолотова Н.А., Гречишников Д.Н. Особенности геологического строения и методики разведки россыпи алмазов, связанной с Майским кимберлитовым телом. Материалы XV Межд. Совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: (г. Пермь, ПГНИУ, 24–28 августа 2015г) / Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь. 2015. С.95-96.

12. Килижеков О.К., Толстов А.В. Новые возможности прироста запасов алмазов в Средне-Мархинском районе Якутии // Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков. Труды Рабочего совещания ФГБУН ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, 6 - 7 октября 2016 г. // Отв. Ред. Ак. Н.П. Похиленко – Новосибирск, ИГМ СО РАН. 2016. С.54-60.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

**Константинов К.М.^{1,2}, Мишенин С.Г.³, Томшин М.Д.⁴,
Константинов И.К.², Яковлев А.А.¹, Артемова Е.В.¹, Киргуев А.А.⁵**

¹Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный; KonstantinovKM@alrosa.ru

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск; geologiaforever@mail.ru

³Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья,
г. Новосибирск; mishenin-sg@mail.ru

⁴Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
museum@diamond.ysn.ru

⁵Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), п. Айхал, KirguyevAA@alrosa.ru

Поиски магниторазведкой кимберлитовых тел на территориях развития пород трапповых формаций ЯАП требуют разработки легенды для петромагнитных структурно-вещественных комплексов (ПСВК). С этой целью ведутся комплексные петрофизические, палеомагнитные, петрографические, геохимические, изотопные и т. п. исследования горных пород ЯАП. В период с 2002 по 2016 гг. получены современные данные по петромагнетизму более чем 20 кимберлитовых тел 6 полей, базитов докембрия, среднего палеозоя и раннего мезозоя, а так же вмещающих и перекрывающих их терригенно-осадочных образований. В общей сложности изучено более 15000 ориентированных образцов примерно из 500 обнажений и горных выработок (карьеры, шахты). В настоящее время ведется работа по разработке петрофизической БД ЯАП [1] с целью оперативного доступа к необходимой информации для интерпретации данных магниторазведки.

В настоящее время получены петромагнитные данные по следующим основным ПСВК, слагающих верхнюю часть разреза (до 300 м): I - породы кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма; II - терригенно-карбонатные породы позднего докембрия - раннего палеозоя; III - терригенный комплекс позднего палеозоя – мезозоя и IV - разновозрастные эффузивные и интрузивные породы основного

состава, составляющие трапповый комплекс пород ЯАП. Плохая обнаженность территорий развития метаморфических комплексов не позволила провести по этим образованиям подобные исследования.

ПСВК-I. Ультраосновные породы кимберлитовой и щелочно-ультраосновной формации, формирующие трубки взрыва, даечные и жильные тела. Из-за особенностей формирования, состава, воздействия гипергенных и пр. процессов, кимберлитовые тела характеризуются максимальной дисперсией петрофизических параметров: магнитная восприимчивость варьирует α от первых единиц до 10000 и более 10^{-5} СИ; остаточная намагничённость I_n - от десятых единицы до $10000 \cdot 10^{-3}$ А/м, фактор Q от пределов 0.1 до 1 и выше (например, дайка Великан). Кимберлитовые трубки отличаются между собой и по магнито-минералогическим характеристикам (коэрцитивным спектрам и точками Кюри). По данным анизотропии α (АМВ) можно оценить величину эрозионного среза кимберлитовой трубки – чем выше упорядочение магнитной текстуры тем он больше [2]. Некоторые кимберлитовые трубки сохранили первичные векторы I_n . Возраст намагничённости в кимберлитах разных тел варьирует от 420 (Среднемархинский район) до 160 млн. лет (Нижнеолёнокский район).

ПСВК-II. Терригенно-карбонатные породы позднего докембрия – раннего палеозоя, образующие непрерывный горизонтально-слоистый цоколь осадочного чехла Сибирской платформы и относятся к практически немагнитным образованиям ($\alpha < 50 \cdot 10^{-5}$ СИ; $I_n < 30 \cdot 10^{-3}$ А/м). ПСВК-II является рудовмещающим для кимберлитов, пикритов, траппов и рассматривается как важнейший «объект исследования», несущий полезную информацию о рудоконтролирующих структурах по комплексу типоморфных признаков: разноранговые тектонические нарушения, карст, эпигенетические изменения и др.

Анализ материалов АМВ показал, что для первичной магнитной структуры эпигенетически стерильных осадочных пород, независимо от возраста (поздний докембрий, палеозой или мезозой) и литологического состава (песчаники, алевролиты или известняки), характерны, главным образом:

- «осадочный» тип АМВ (контрастное магнитное расслоение осей эллипса);
- относительно пониженные значения степени анизотропии $P < 5-7 \%$;
- преобладание плоскостной анизотропии над линейной ($F > L$);
- трехосный сплюснутый эллипсоид (диск) с параметрами формы эллипса $T \rightarrow 1$.

Существенные отклонения данных параметров от приведенных критериев могут быть связаны с эпигенезом вмещающих кимберлитовые трубки осадочных пород. Для доказательства кимберлитовой природы «эпигенетических» аномалий необходимо привлекать данные других методов.

ПСВК-III. Комплекс терригенно-осадочных пород позднего палеозоя - мезозоя распространен в разрезе с локальными перерывами. Наряду с трапповыми образованиями, является составной частью толщи, перекрывающей кимберлиты, то есть источником помех. По результатам изучения керна поисковых скважин породы ПСВК-III относятся к слабомагнитным образованиям: $\chi < 250 \cdot 10^{-5}$ СИ; $I_n < 50 \cdot 10^{-3}$ А/м. За счет размыва кимберлитовых тел представляет интерес как «объект концентрации и распространения ореолов минералов спутников алмаза (МСА)». В зависимости от гидродинамического режима осадконакопления главные (средние или длинные) оси эллипсоида АМВ конформны направлению сноса терригенного материала. Данные результаты желательно комплексировать с материалами по древним коллекторам МСА (в т.ч. с магнито-минералогическими исследованиями минералов ферримагнитной фракции), ГИС, стратиграфии (в т.ч. магнитной) с целью определения эпицентров сноса терригенного материала.

ПСВК-IV. Разновозрастные эффузивные и интрузивные породы основного состава, составляющие трапповый комплекс пород ЯАП. Они бронируют и интродуцируют все вышеперечисленные ПСВК. Трапповые образования заслуживает особого изучения, так как при решении поисковых задач они рассматриваются не только в качестве «объекта помех», но и в качестве «объекта информации». Траппы характеризуются полихронностью внедрения (от докембрия до мезо-

зоя), многообразием форм проявления (дайки, покровы, силлы), сложной изменчивостью химического и петрографического состава и, как следствие, их петрофизические характеристики варьируют в значительных пределах [3].

Возраст среднепалеозойских базитов Виллюйско-Мархинского дайкового пояса варьирует от 420 до 320 млн. лет, что согласуется с их палеомагнитными полюсами. К сожалению эти объекты пока мало изучены, поскольку в основном перекрыты ПСВК-III. В настоящее время на месторождении Мир и Нюрбинская нам удалось изучить дайки долеритов, которые явно принадлежат к докимберлитовым. Возможно с такими дайками могут ассоциировать кимберлиты, что вызывает первостепенный интерес детального изучения среднепалеозойских даек.

Серьезное препятствие на пути поисков кимберлитовых трубок представляют мезозойские траппы (долериты, микродолериты, туфы) восточного борта Тунгусской синеклизы, в пределах которого выделяются три фазы траппового магматизма [4]. Формирование In пермотриасовых траппов совпадало с эпохами смены полярности (инверсиями) магнитного поля Земли, когда Сибирь занимала высокоширотное палеогеографическое положение, что определило крутое положительное и отрицательное намагничение траппов при остывании. Как правило, прямо намагниченные долериты характеризуются \approx до $2000 \cdot 10^{-5}$ СИ; ЕОН до $10000 \cdot 10^{-3}$ А/м, а обратно намагниченные - \approx до $1500 \cdot 10^{-5}$ СИ; ЕОН до $5000 \cdot 10^{-3}$ А/м. Благодаря комплексному анализу установлено, что современное распределение векторов намагниченности пермотриасовых траппов не хаотично, а подчиняется строгим статистическим и геолого-геофизическим закономерностям, необходимые для решения задач магниторазведки [3].

Кроме петромагнитных групп (долериты карьера Айхал) установлены достаточно мощные петромагнитные неоднородности (ПМН), у которых первичные (синхронные образованию интрузивных и вулканогенно-осадочных пород) векторы естественной остаточной намагниченности испытали существенное перемагничивание без заметных минералогических и химических изменений [3]. Выявленные ПМН

траппов сформировались за счет перемагничивания современным магнитным полем Земли (долериты карьера Сытыканский) и обжига ранних фаз последней (долериты карьера Комсомольский). К первому типу ПМН полностью принадлежат долериты III фазы, в векторах ЕОН которых преобладает вязкая компонента намагниченности IV. К ПМН второго типа относятся траппы эндоконтактных зон мощностью до 20 и более метров, в которых преобладает метахронная намагниченность Im крутого отрицательного наклона. Векторы In траппов из ПМН испытали постепенный разворот от древнего ($D_{cp}=240^0$, $J_{cp}=-70^0$) к современному ($D=350^0$, $J=75^0$) направлению магнитного поля Земли. Распределение векторов намагниченности на сфере приурочено к плоскости наименьшего сектора по азимуту около 300 ± 10^0 и зависит от фактора Q. ПМН траппов характеризуются пологими векторами суммарной намагниченности Is, что делает их «прозрачными» в магнитных полях для обнаружения кимберлитовых трубок. В зонах влияния кимберлитовой диаатремы будут наблюдаться повышенные гравитационные поля и соответствующие им резкие отрицательные магнитные аномалии, образующиеся за счет подъема по зонам повышенной трещиноватости с нижних горизонтов отрицательно намагниченных долеритов III фазы и усиленные ПМН второго типа.

Литература:

1. Константинов К.М., Забелин А.В. и др. Развитие петромагнитной базы данных Восточной Сибири / Материалы конференции. Нерюнгри: Изд-во СВФУ. 2015. С.87-94.
2. Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов ЯАП. Наука и образование. 2010. № 1 (57). С.47-54.
3. Константинов К.М. Магнетизм кимберлитов и траппов зоны сочленения Вилюйской и Тунгусской синеклиз Сибирской платформы. Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. Иркутск, Иркутский госуниверситет. 2014. 34 с.
4. Томшин М.Д., Лелюх М.И. и др. Схема развития траппового магматизма восточного борга Тунгусской синеклизы / Отечественная геология № 5. 2001. С.19-24.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Копылова А.Г.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
Kopylova@diamond.ysn.ru*

Базитовый магматизм в восточной части Сибирской платформы проявлялся неоднократно в течение длительного времени в разных геодинамических структурах. В докембрийское и среднепалеозойское время он связан с процессами рифтогенеза, а в позднепалеозойское-раннемезозойское – с заложением и развитием трапповых синеклиз. Различие геодинамического режима магнообразования зафиксировано в вещественном составе пород. Магматиты трапповых синеклиз характеризуются умеренным содержанием щелочей, незначительным фракционированием REE и наличием Ta-Nb минимума. Состав родоначальных магм существенно меняется при процессах фракционно-кристаллизационной дифференциации. Она имеет место на различных этапах существования магматической системы. В достаточно мощных интрузивах трапповых синеклиз в ходе внутрикамерной кристаллизационной дифференциации формируется широкий спектр пород от магнезиальных основных до кислых щелочных. При этом происходит наиболее активное распределение микроэлементов. Анализ распределения элементов в дифференцированных интрузивах дает возможность получить представление об особенностях их поведения в ходе эволюции магматических систем в целом. Нижне-Томбинская интрузия типичный представитель расслоенных трапповых массивов. Она дифференцирована от троктолитовых габбро-долеритов до шпиров и линз габбро-пегматитов, гранофириров и ферро-габбро. Степень расслоенности достаточно высока – коэффициент магнезиальности изменяется от 48 до 33, достигая значений $Mg\# = 12-17$ в кислых разновидностях. В последовательно образующейся серии пород уменьшается содержание редких элементов входящих в решетку ранних фаз и наиболее активно уходят из расплава Cr и Ni. На средних стадиях идет

накопление V, Sc, Zn и Cu. Но в шлирах высококремнистых щелочных габбро-пегматитах и гранофирах содержание сидерофильных элементов становится минимальным. Когда цинк и медь проявляют свои халькофильные свойства и образуют самостоятельные минералы, повышенные концентрации их обычно приурочены к шлировым обособлениям. Для всех несовместимых элементов, кроме Sr, установлены минимальные значения в троктолитовых долеритах и максимальные в кислых дифференциатах (рис. 1). Из общего количества Sr в магматических породах 95 % связано в плагиоклазах и благодаря своей активности он накапливается в ранних основных плагиоклазах.

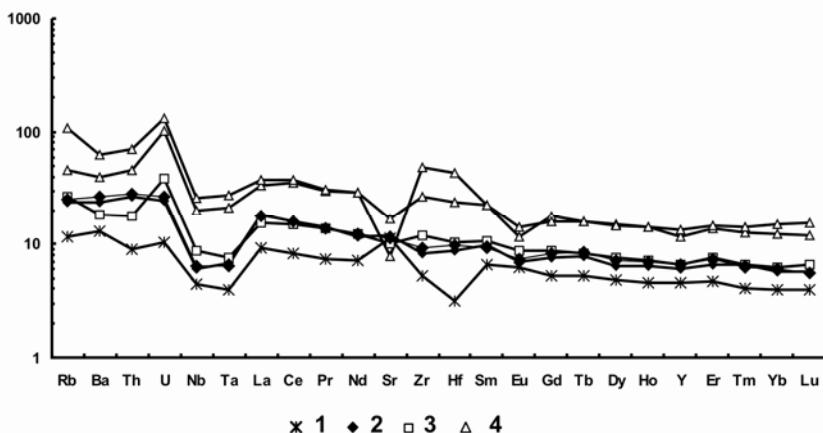


Рис. 1. Распределение нормированных по примитивной мантии [3] редких элементов в дифференцированном Нижне-Томбинском интрузиве 1-троктолитовые долериты, 2- оливиновые габбро-долериты, 3-ферро-габбро, 4-габбро-пегматиты шлиров

На спайдер-диаграммах фиксируются минимумы Sr и Eu в конечных продуктах дифференциации. Это связано со снижающейся концентрацией кальция, а для Eu возможно и с окислительными условиями и отставанием Eu^{2+} от других более окисленных REE. Эволюция расплавов нормальной щелочности во внутрикамерных условиях идет с преимущественным накоплением всей суммы REE, при незначительном их разделении - отношение La/Yb_n изменяется в узких

пределах от троктолитовых долеритов до кислых дифференциатов (2,37–2,72), при этом суммарное их значение увеличивается от 49,1 до 193,4. В линзах ферро-габбро в сложении пород участвует плагиоклаз средней основности (An_{50-45}), ферроавгит (Fs_{39-45}), достаточно велика доля рудных минералов. Благодаря значительной доли рудных минералов в ферро-габбро от обычных долеритов они отличаются высоким содержанием железа (17,20% FeO), титана (2,13% TiO_2), относительно повышенными значениями высокочarged элементов – Ti, Zr, Hf, Nb, V, геохимическая история которых в базитах связана с окиснорудными минералами и отчасти с клинопироксеном. Стронциевый минимум в них проявлен существенно слабее, чем в шлирах габбро-пегматитов, а европиевый практически необозначен. На мультиэлементных диаграммах для всех дифференциатов четко фиксируется Ta-Nb минимум, что возможно свидетельствует о влиянии корового компонента.

Для производных рифтогенного магматизма докембрия и девона характерны повышенные содержания Ti, P, K, всех несовместимых элементов, высокая степень дифференцированности REE, отсутствие Nb/Nb* минимума. Но в разных геодинамических условиях процессы кристаллизационной эволюции расплава происходят по единым законам. Нюрбинская дайка – яркий пример проявления как внутри- так и докамерной дифференциации базитового расплава. Породы краевых зон дайки сменяются кварцевыми габбро-долеритами, а центральная её часть выполнена монцонит-порфирами второй фазы внедрения. Низкие значения $Mg\# = 36$, пониженные содержания Ni, Co, Cr и повышенные щелочей в породах краевых зон свидетельствуют о значительной степени дифференцированности расплава поступившего в камеру. Во внутрикамерных условиях происходило дальнейшее его разделение с постепенным образованием пород все более богатых кремнием, калием, несовместимыми элементами и обедненных совместимыми. Но резкое увеличение кремнекислотности и калия, при переходе от кварцевых габбро-долеритов к монцонит-порфирам невозможно объяснить только процессами внутрикамерной дифференциации. Это связано с процессом длительной эволюцией щелочного базальтового расплава при его задержке в промежуточном очаге (15-

20 км от палеоповерхности, при $P = 5-8$ кбар), который был обозначен как монцоитоидный тип дифференциации базальтового расплава [1]. Повторное пульсационное раскрытие магмопроводника обусловило разрыв сплошности уже частично раскристаллизованной дайки. Монцоитоидный расплав в виде второй фазы внедрился в её центральную часть, образуя четкие контакты с кварцевыми габбро-долеритами. Монцонит-порфиры – это пористые породы с обилием миндалин. В их сложении участвуют андезин, калиевый полевой шпат, апатит, ильменит, амфибол-хлористый агрегат, роговая обманка, сфен, циркон. В монцонит-порфирах установлены максимальные содержания K_2O (до 5,6 %), Rb, Ba, Th, U, а также REE ($\Sigma=618,8$), отношение $(La/Yb)_n$ увеличивается до значений 10,6. Характерной геохимической особенностью щелочных базитов является высокое содержание элементов циркониевой группы – Zr, Y, Yb, Ta и Nb. Эти элементы концентрируются в ильмените, но наиболее активно в акцессорных апатите, цирконе, сфене. Содержание последних минералов больше всего в кварцевых габбро-долеритах и монцонит-порфирах, поэтому и доли этих элементов в них максимальные. В то же время по сравнению с остальными дифференциатами дайки они имеют относительно пониженные содержания Sr и максимальную отрицательную аномалию европия ($Eu/Eu^*=0,65$), что, несомненно, определяется отсутствием в монцонит-порфирах высококальциевых фаз плагиоклаза. Изначально низкие значения концентраций сидерофильных элементов Ni, Co, Cr в щелочных базитах дайки в ходе внутрикамерной дифференциации дополнительно уменьшаются, достигая минимума в кварцевых габбро-долеритах и монцонит-порфирах.

Среди докембрийских тел Анабарского массива также встречаются сложные дифференцированные дайки с признаками монцоитоидного типа дифференциации. Они отличаются от рифтогенных интрузивов девона более низкими содержаниями Ti, K, P и в сумме щелочей в монцонит-порфирах основная роль принадлежит натрию. Но характер распределения большинства редких элементов остается таким же, как и для среднепалеозойских базитов. Исключение составляет наличие Ta-Nb минимума ($Nb/Nb^* = 0,26$ и $0,44$) в монцонитах.

Характерно активное разделение РЗЭ – в обычных долеритах $(La/Yb)_n = 5,02 - 4,32$, и в монцонитах $(La/Yb)_n = 11,82$.

В глубинных условиях реализуется анортозитовый тип дифференциации расплава. Неотъемлемым признаком такой эволюции расплава служат обособления анортозитовых габбро-долеритов в разрезе тел. Подобные интрузивы встречены как среди трапповых тел, так и среди среднепалеозойских даек. В составе таких тел установлены минералы несовместимые с условиями внутрикамерной дифференциации толеитового расплава на гиабиссальном уровне – анортит-битовнит, хризолит, хромшпинелид, муассонит, гранат, дистен, самородные Cu, Zn, Fe, Pb, Sb, Cd. Формирование подобных тел происходило в обстановке глубинного промежуточного очага при закрытии магмопроницаемых зон [2]. Расплав начал эволюционировать на глубине 35–40 км от палеоповерхности при давлении не менее 10 кбар и как показали результаты гомогенизации расплавных включений в битовните при температуре 1450–1300°C. Такая гравитационно-кристаллизационная эволюция расплава обусловила снижение общего количества Fe и Mg за счет гравитационного осаждения ранних железо-магниевого и окисно-рудных фаз, рост его глиноземистости и кальциевости, что создало предпосылки для активной кристаллизации раннего плагиоклаза. В геохимическом отношении это отразилось на резком снижении концентраций Ni, Co, Cr и Zn и максимальном содержании Sr в обогащенных раннемагматическим плагиоклазом породах. При высоких давлениях Ba также входит в ранние плагиоклазы, замещая кальций и относительно обогащая анортозитовые породы. Такая тенденция поведения данных элементов характерна и для траппов и для магматитов среднепалеозойского рифтогенеза. В целом среднепалеозойские анортозиты пород сохраняет основные черты, свойственные этой возрастной группе – повышенные содержания K, Ti, P. В анортозитовых долеритах среднего палеозоя наряду с основным плагиоклазом, присутствуют и более кислые его разновидности внутрикамерного этапа, а также акцессорные минералы – апатит, биотит, роговая обманка, которые являются концентраторами многих несовместимых элементов. Поэтому в отличие от траппов в среднепалеозойские анор-

тозитовые долериты несколько обогащены всеми несовместимыми элементами (рис. 2).

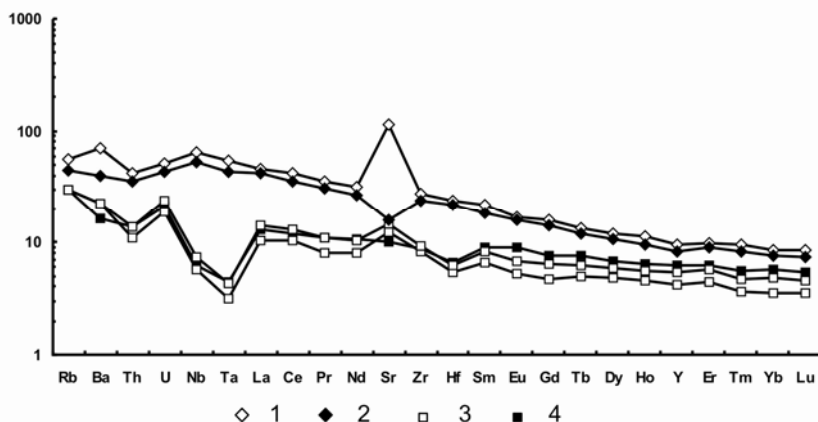


Рис. 2. Распределение нормированных по примитивной мантии [3] редких элементов в интрузивах с анортозитовым типом дифференциации среднепалеозойские базиты: 1-анортозитовые габбро-долериты, 2-оливинсодержащие долериты; траппы: 3-анортозитовые габбро-долериты, 4-оливинсодержащие долериты

Обобщая результаты исследования, можно отметить, что характер поведения микроэлементов при кристаллизационной дифференциации в малоглубинной камере весьма соответствует докамерной на глубине. И все разнообразие химического состава базальтовых магм обуславливается не только степенью плавления, но и её фракционированием в промежуточных магматических камерах.

Литература:

1. Олейников Б.В., Томшин М.Д., Королева О.В. и др. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Препринт. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР. 1984.32 с.
2. Олейников Б.В., Томшин М.Д. Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов // ДАН СССР. 1976. Т. 231. №1. С.177-180
3. Sun, S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.// Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. V.42. P. 313-345.

ПЕТРОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ ПЕРВОЙ ТРУБКИ НОВОГО СЮЛЬДЮКАРСКОГО ПОЛЯ

Корнилова В.П.¹, Специус З.В.¹, Иванов А.С.², Храмцов А.А.²

¹*Научно-исследовательское геологическое предприятие (НИГП)
АК АЛРОСА (ПАО), г. Мирный; KornilovaVP@alrosa.ru*

²*Ботуобинская геолого-разведочная экспедиция (БГРЭ) АК АЛРОСА
(ПАО); IvanovAS@alrosa.ru*

Кимберлитовая трубка Т-54-14 нового Сюльдюкарского поля открыта при заверке аэромагнитной аномалии в пределах Ыгыаттинского алмазоносного района.

Трубка состоит из двух сопряженных тел (западного и восточного). Кимберлиты, выполняющие тела, различаются некоторыми особенностями петрографического, минералогического состава и алмазоносностью.

Кимберлиты представляют собой сильно измененные, карбонатизированные породы серо-голубого цвета, с видимыми обломками траппов и осадочных пород. Оба тела выполнены двумя разновидностями пород – автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ) и порфировым кимберлитом (ПК). В отдельных интервалах наблюдаются переходные от ПК к АКБ разновидности.

Количество ксеногенного материала в АКБ варьирует от 6,8 до 26,2%, в ПК от 1,9 до 16,5%. Разновидности кимберлитов западного тела содержат в среднем меньшие количества обломков осадочных пород, хотя на отдельных интервалах количество их заметно возрастает. Доля обломков пород трапповой формации варьирует от долей процента до 11,4%. Наиболее обогащены ксенолитами пород трапповой формации кимберлиты восточного тел, в особенности верхние горизонты. Ксенолиты ультраосновных пород в образцах чрезвычайно редки. Содержание последних в восточном теле не превышает 0,08%, в западном достигает 1,01%.

Порфировые вкрапленники представлены в основном псевдоморфозами по оливину или его гломеропорфировым сросткам. Кроме

псевдоморфоз по оливину среди вкрапленников отмечаются зерна ильменитов, пиропов (от 1 до 3 зерен на штуф) и редкие таблички хлоритизированного флогопита (0,5%). Выделения ильменита нередко окружены реакционной каймой из микрокристаллов окисно-рудных минералов и рутила. Практически все зерна пиропов в образцах имеют довольно мощную келифитовую кайму (до 2 мм), выполненную в разной степени хлоритизированным флогопитом.

Основная масса в ПК состоит из варьирующих количеств серпентина, микролитов карбоната, редких соразмерных кальциту табличек флогопита, микрокристаллов или сростков микрокристаллов непрозрачных рудных минералов.

Среди окисно-рудных микрокристаллов установлены титаномагнетит, ильменит, хромиты в той или иной степени преобразованные метасоматическими процессами. В результате этих процессов хромит нередко практически полностью уничтожается и замещается карбонатно-силикатном веществом с отдельными реликтами минерала. По периферии кристалла, подчеркивая его форму, располагается оболочка из зерен титаномагнетита (рис.).

Содержание хрома в проанализированных реликтах микрокристаллов хромшпинелидов составляет 43,1–43,9 мас.%, в титаномагнетитах – не превышает 7,7 мас.%. Флогопиты представлены титаносодержащими разностями зонального строения, внешние зоны которых обогащены барием (5,8–6,5 мас.% BaO). Отмечена примесь стронция (до 1,87 мас.%) в апатитах и ниобия (6,81 мас.%) в рутиле. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом.

Текстура автолитовых кимберлитовых брекчий среднеавтолитовая. Автолитовая текстура породы проявлена не четко. Явные автолиты единичны и имеют ядерное сложение, т.е. состоят из центрального ядра и окружающей ядро оболочки. Оболочки очень тонкие, шириной не превышающие десятые доли мм. В некоторых образцах автолиты в основном угадываются по ориентированному, субпараллельному расположению длинных осей микролитов кальцита вокруг контуров ядер. Состоят из серпентина (преобладает), тонких пластинчатых кристаллов кальцита (микролитов), микрокристаллов окисно-рудных ми-

нералов пылеватой размерности, иголочек апатита и единичных чешуек флогопита. Кимберлиты западного тела характеризуются большей степенью вторичного преобразования серпентина, по сравнению с восточным. Практически везде здесь, за некоторым исключением, серпентин замещен смектитами.

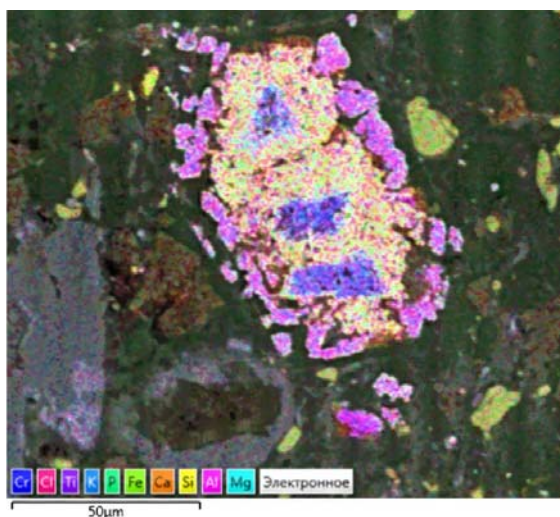


Рис. Многослойная карта ЭДС измененного кристалла хромита (в центре снимка) в импульсах Cr, Ti, Si, Fe, Mg

Химический состав кимберлитов западного тела характеризуется более низкими содержаниями оксидов кремния, магния, никеля и более высокими содержаниями кальция, летучих компонентов, щелочей, стронция и цинка. Доля Ni здесь в 2,5 раза ниже, чем в кимберлитах восточного тела. Содержание TiO_2 в обоих телах превышает 1 мас.%. Данные химизма свидетельствуют о высокой агрессивности кимберлитового расплава, что также подтверждается и интенсивной келифитизацией гранатов.

Среди гранатов установлены пиропы ультраосновного, пиропальмандины эклогитового парагенезиса, а также магниезиальные алман-

дины. Отмечены близкие содержания пиропов различных парагенетических ассоциаций ультраосновного парагенезиса между кимберлитами тел, за исключением зерен алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса, которые не обнаружены в низко алмазоносных кимберлитах западного тела. В восточном теле их доля составляет 4,0%. Пироп-альмандины эклогитового парагенезиса единичны.

Несмотря на близкие соотношения гранатов, соответствующих парагенезисов, тела заметно различаются соотношениями кластерных групп, рассчитанных по методике Дж. Доусона и В. Стефенса [2]. Обращает внимание высокий процент (17,65%) магнезиальных альмандинов кластерной группы G5 и необычно высокая доля (36,76%) пиропов группы G10 в выборке из кимберлитов западного тела.

Пикроильменит в обоих телах присутствует в виде двух его разновидностей, парамагнитного и ферримагнитного.

Содержание Cr_2O_3 в ферримагнитных пикроильменитах восточного тела не превышает 0,13 мас.%, в парамагнитных варьирует от 0,06 до 2,44 мас.%. В отличие от восточного тела в западном теле содержание хрома в ферримагнитных разновидностях достигает 1,7 мас.%, в парамагнитных – 0–3,0%.

На диаграмме сохранности алмазов Гёрни [1] большая часть составов пикроильменитов попадает в область с минимальной сохранностью алмазов, отдельные зерна – в область со средней сохранностью алмазов. В западном теле, в противоположность ильменитам из восточного тела, заметное количество точек составов ферримагнитных ильменитов располагается в области кимберлитов без алмазов. Необходимо отметить, что такие пикроильмениты из высокоалмазных тел (Мир) также располагаются в этой области. В целом, химический состав ильменита из кимберлитов восточного тела аномалии T-54/14 максимально близок к таковому, отмечаемому для кимберлитов со средней продуктивностью.

Среди хромшпинелидов из кимберлитов восточного тела алмазной ассоциации соответствует 3,44% зерен. Хромшпинелиды этого тела характеризуются низкими содержаниями титана, высокими содержаниями магния, низкими содержаниями марганца. Из 24 зерен хром-

шпинелидов из кимберлитов западного тела, три зерна располагаются в поле хромитов алмазной ассоциации, что составляет 12,5% от количества всех зерен. Практически все хромшпинелиды этого тела, за исключением 1 зерна, характеризуются низкими содержаниями TiO_2 от 0 до 0,2 %. Кимберлиты трубки, наряду с чертами сходства, по некоторым параметрам, заметно отличаются от кимберлитов Мирнинского поля следующими особенностями их состава, а именно:

а) Высокой долей среди зерен ультраосновного парагенезиса хромпиропов G9 группы не установленного в кимберлитах других полей ЯАП;

б) В целом, более низкими значениями оксидов хрома, алюминия и магния в пикроильменитах. Основным отличием исследованных ильменитов является отсутствие высокохромистых ферримангнитных ильменитов, которые характерны для трубок Мирнинского поля;

в) Отличительной особенностью гранатов из кимберлитов рассматриваемой трубки являются повышенные средние содержания марганца (0,47 мас.%), железа (9,91 мас.%) и кальция (5,56 мас.%) , при пониженном среднем содержании MgO (18,4 мас.%). В гранатах из кимберлитов Мирнинского поля содержание MgO варьирует в пределах 19,16–20,14 мас.%, MnO – 0,32–0,43 мас.%. Среднее содержание оксида хрома (4,5 мас.%) в гранатах из сюльдюкарских кимберлитов подобно его содержанию в гранатах из кимберлитов высокоалмазоносных трубок поля (Интернациональная, Дачная, Им.23 съезда).

По Ni- термометру только 25,2% пиропов ультраосновного парагенезиса из восточного тела и 19,7% из западного тела попадают в «алмазное окно» ($T = 850-1200^{\circ}$), что характерно для слабо алмазоносных трубок. По содержанию MnO , основной процент (75,7%) составляют гранаты, образовавшихся при низких температурах, что оценивается как положительный критерий при оценке потенциальной алмазоносности восточного тела. Для оценки потенциальной алмазоносности западного тела положительным фактором может также являться значительный процент в выборке гранатов кластерной группы G10, также как и отсутствие высоко титанистых гранатов G2 кластерной группы. несмотря на отсутствие ультраосновных гранатов алмазной

ассоциации в этом теле. Необычно высокий процент гранатов G10 группы характерен для низкоалмазоносных кимберлитов трубки Копе (Ботсвана), где отмечены чрезвычайно крупные алмазы.

Литература:

1.Гёрни Дж.Дж., Мур Р.О. Геохимическая корреляция между минералами кимберлитов и алмазами кратона Калахари. // Геология и геофизика №2, 1994. С.12-24.

2.Dawson J.B., Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlites and xenoliths. J. Geol. 1975. Vol. 83. № 5. P.589-607.

**ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
АЛДАНСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ**

**Кравченко А.А.^{1,2}, Березкин В.И.¹, Попов Н.В.³,
Зайцев А.И.¹, Тимофеев В.Ф.¹**

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

²*Северо-Восточный федеральный университет им. М. К. Аммосова,
Якутск*

³*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО
РАН, г. Новосибирск*

Систематизированы известные и новые изотопные и геохимические данные по нестратифицированным дискордантным телам ортогнейсов, кристаллических сланцев и гранитоидов северной части Алданской гранулито-гнейсовой области (АГГО) (табл.).

Показаны площади распространения магматических комплексов разного химического состава (рис. 1, 2). Проведена предварительная корреляция возрастных рубежей и геохимических характеристик комплексов с вероятными тектоническими событиями и периодами алмазообразования Северо-Азиатского кратона [16, 21] (табл., рис. 3). Выделен вероятный возрастной интервал образования алмазов в северной части АГГО (рис. 3).

Для периода 2,1–1,9 млрд. лет назад геохимические свидетельства субдукционных процессов [3] и отрыва слэба [14], сочетание магматических комплексов с гибридными геохимическими характеристиками (орогенные и анорогенные по составу породы) (рис. 2, табл.) обуславливают вероятность заклинивания зоны субдукции и быстрой эксгумации высокобарических комплексов. Эти выводы позволяют предположить возможность локального проявления реликтов высокобарических комплексов в АГГО, приуроченных к восточному обрам-

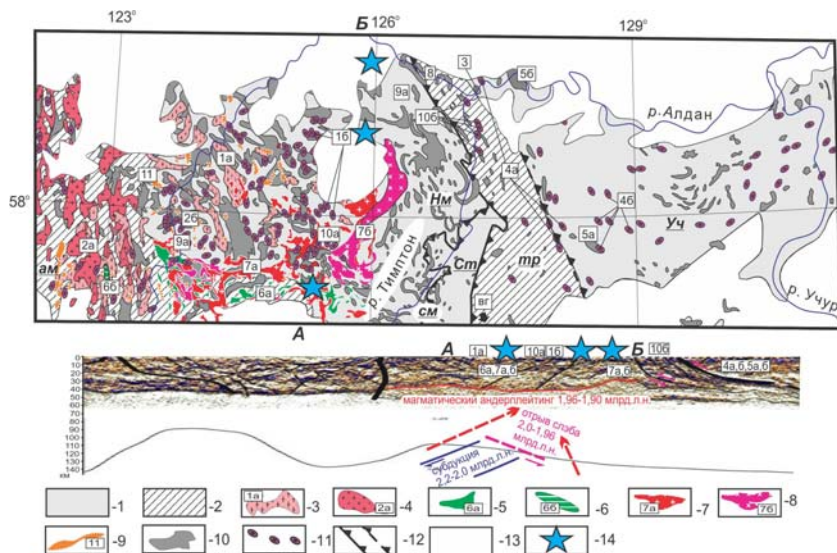


Рис. 1. Выходы раннекембрийских интрузивов на тектонической схеме АГГО [15] с дополнениями по [5, 11]

Разрез по данным [19, 13] дополнен по [9, 3, 10, 14, 20, 7]. Обозначения: 1 – террейны; 2 – зоны тектонического меланжа; 3–9 и др. см. в табл.1 (красным); 10 – нерасчлененные гранитоиды; 11 – нерасчлененные тела кристаллических сланцев; 12 – надвиги известные и предполагаемые; 13 – породы чехла; 14 – находки алмазов в PR метаморфических комплексах [12], MZ диаграмме щелочных пикритов [Воробьев и др, 2000ф], KZ рыхлых отложениях [1]. *Ст* – Сутамский террейн, *С.м.* – Сеймский надвиг

Таблица

Интрузивные комплексы и тектонические структуры АГГО с предполагаемыми возрастными интервалами и обстановками формирования

| Возраст, млрд.л. | Наиболее значимые тектонические структуры и интрузивные комплексы | Нимырьский террейн (Нм) 3,6-1,9 | Тыркадинская зона (Тр) 2,6-1,9 | Учурский террейн (Уч) 2,6-1,9 |
|------------------|--|--|---|---|
| 3,6-2,5 | Амгиска зона (ам) 3,6-1,9 | Ортогнейсы и инфракристаллические сланцы (1а) и керамского комплексов (1б) | Плагногнейсы Верхнегонамского массива (вг) *** | Нет данных |
| 2,5-2,2 | Гнейсограниты неюкского комплекса, порфириобластические и пелматоидные граниты (2а) | Метабазиты из тел в курумканской толще (2б) | Гранитогнейсы и диоритогнейсы Усть-Тимптонского массива (3) *** | Кристаллические сланцы Тыркадинского разлома (4а) и Учурского террейна (4б). Массивы р. Желгула (5а), Емеллели (5б) *** |
| 2,2-2,0 | Унтринский (6б) комплекс | Каменковский комплекс (7а) | Маринский массив (8) ** | Чарнокиты, эндрбиты |
| 2,0-1,96 | Джалтулинский (6а) комплекс | Плутоны обрамления федоровской толщи (7б) * | Нет данных | Нет данных |
| 1,96-1,9 | Чарнокиты, дайковый, скальный комплексы, сиениты р.Бэрдигес (9а) аляскиговые граниты (9б), медведевский комплекс (10а) и его аналоги в зоне Иджеко-Нуямского разлома (10б) | | | |
| 1,9-1,7 | Амутский комплекс (11) | Карбонатиты | Аноргозиты | Граниты рапакиви |
| растяж. | | Дайки долеритов | | |

Примечания: обобщения и ссылки см. [2, 15], * – по данным [4], ** – фондовые данные [Утробин и др., 2002], *** – собственные Rb-Sr изотопные данные

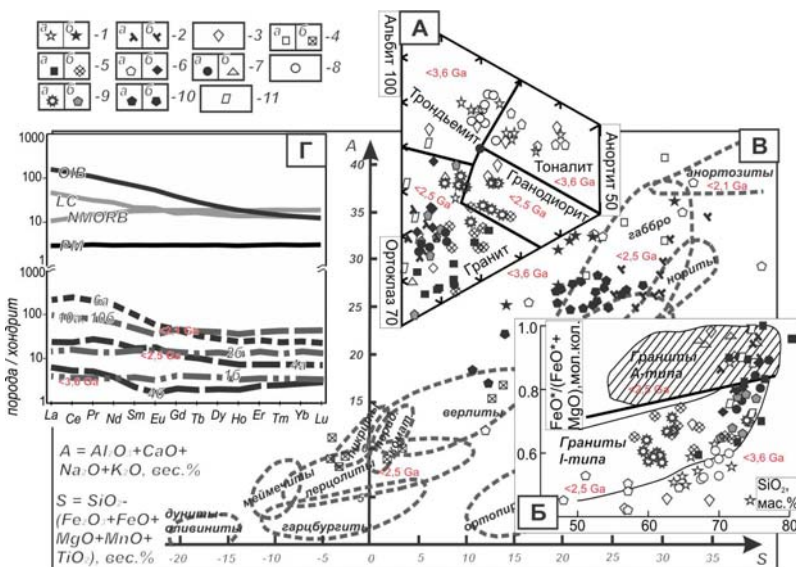


Рис. 2. Соотношение породообразующих окислов и распределение редкоземельных элементов в интрузивных породах АГО на диаграммах [17, 18], [8, 22]. Обозначения см. в табл.



Рис. 3. Графики распределения возрастов алмазов согласно [21] с дополнениями

лению Нижне-Тимптонского купола. Условия формирования гранулитовых комплексов центральной части Алдано-Станового щита в некоторой степени могут быть схожи с таковыми для Кокчетавского метаморфического пояса [6]. Сделан вывод о необходимости продолжения региональных геохимических и петрологических исследований для реконструкции геодинамики раннего докембрия и определения перспектив алмазности Алдано-Станового щита.

Исследования выполнены по теме госзадания ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0003)

Литература:

1. Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 3. С.335-353.

2. Березкин В.И., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Кравченко А.А., Попов Н.В., Тимофеев В.Ф., Торопова Л.И. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). – Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2015. – 459 с.

3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С.25-43.

4. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б. и др. Раннедокембрийские гранитогнейсовые комплексы центральной части Алданского щита // Петрология. 2011. Т. 19. №4. С.399-416.

5. Власов В.М., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Хотина Е.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист О-51. СПб. картфабрика ВСЕГЕИ. 1999.

6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Заячковский А.А. Венд – раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно – коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т.47. № 4. С.428-445.

7. Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П., Синева Т.А., Геря Т.В. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докем-

брии: эффект мощности литосферы // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2015. №2. С.3-9.

8. Классификация и номенклатура магматических горных пород // ред. О.А. Богатиков, Н.П. Михайлов, В.И. Гоньшакова. М.: Недра. 1981. 160 с.

9. Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р.Тимптон) // Докл. РАН. 1995. Т.335. №3. С.357-361.

10. Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Казанский В.И. и др. Возрастные границы формирования главных картируемых структурных элементов центральной части Алданского щита // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 8. С.1155-1158.

11. Миرونюк Е.П., Магнушевский Э.Л., Власов В.М., Саватьев Н.П., Тимашков А.Н., Хотина Е.Б. Государственная геологическая карта СССР. Лист О-52. 1986.

12. Перцев Н.Н., Маракушев А.А., Мохов А.В., Лапутина И.П. Условия залегания алмазонасных пород в земной коре // Отечественная геология. 2000. № 1. С. 24-28.

13. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2005. том 24. № 3. С.3-21.

14. Смелов А.П., Берёзкин В.И., Попов Н.В., Кравченко А.А., Травин А.В., Шапорина М.Н. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизик. 2006. Т. 47. № 1. С.153-165.

15. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука / Интерпериодика, 2001. С.81-104.

16. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С.42-55.

17. Barker F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin, in Barker F., ed., Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. – Amsterdam: Elsevier. 1979. P.1-12.

18. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. № 11. P.2033-2048.

19. Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal'nikov A.S. The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of

the North Asian craton along Reference Profile 3-DV // *Geodynamics & Tectonophysics*. 5 (3). 2014. P. 785-798.

20. Kravchenko A.A., Smelov A.P., Popov N.V., Zaitsev A.I., Beryozkin V.I., Dobretsov V.N. First data on the composition and age of the lower crust of the central part of the Aldan-Stanovoy Shield: results of study of xenoliths from Mesozoic plutons // *Craton Formation and Destruction with special emphasis on BRICS cratons University of Johannesburg, South Africa 21-22 July 2012. Workshop Abstract Volume*. P.62-63.

21. Smelov A.P., Zaitsev A.I. Bulanova G.B., Wiggers de Vries D.F. Diamond age, supercontinents and evolution of the North-Asian Craton lithosphere: an overview // *3th International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism (PCGP-2013), International Association for Gondwana Research Conference Series 16 (Abstract Volume)*. P.23-26.

22. Sun Sh.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // *Magma-tism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Public. 1989. n 42. P.313-345.*

ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОВ ТЕЛА СЮЛЬДЮКАРСКОЕ

Липашова А.Н., Богуш И.Н., Кондратьева Н.В.

*Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК
«АЛРОСА», г. Мирный; LipashovaAN@alrosa.ru*

Тело Сюльдюкарское (Аномалия Т-54-14) – это первое коренное алмазоносное кимберлитовое месторождение в пределах Ыгыаттинского района. Минералогические и структурные особенности его кристаллов интересны как для выяснения продуктивности месторождения, так и для оценки перспектив данной территории с многочисленными разновозрастными россыпями алмазов.

Было изучено 275 алмазов, в том числе в мелком классе –0,5+0,2 мм – 16 кристаллов; более 2 мм – 9 кристаллов. Исследование морфологии алмазов проводилось с использованием бинокулярного микроскопа фирмы Leica Wild M420. Основная масса состоит из бесцветных, реже, эпигенетически окрашенных в лилово-коричневые цвета

(из-за пластической деформации) кристаллов I разновидности различной морфологии (рис. 1), присутствуют алмазы с оболочкой IV разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [1]. Среди I разновидности преобладают ламинарные ромбододекаэдры и кристаллы переходного (от октаэдрического к ромбододекаэдрическому) габитуса. С уменьшением крупности алмазов содержание последних снижается. Октаэдрические кристаллы почти во всех классах крупности составляют около 10%, а в классе $-2+1$ мм их содержание возрастает вдвое. Среди ламинарных и округлых ромбододекаэдров наблюдается большое количество алмазов с блоковой скульптурой. Округлые алмазы, доминирование которых характерно для убогоалмазоносных тел, встречаются в пределах 10%, причём среди камней более 2 мм они отсутствуют. Повышенное же содержание округлых кристаллов в мелком классе $-0,5+0,2$ мм (25%) характерно для некоторых низкоалмазоносных трубок Далдыно-Алакитского поля.

Основную массу изученных алмазов составляют прозрачные камни, а «весьма прозрачных» – около 10%. Полупрозрачные алмазы чаще наблюдаются в классе $-4+2$ мм (12%), тогда как в других классах они практически отсутствуют. Для изученной коллекции характерно пониженное (20%) содержание окрашенных и имеющих признаки природного травления кристаллов. Среди скульптур наиболее часто встречаются каналы травления «шрамы» и треугольные впадины. Доля двойников и сростков в изученной выборке во всех классах крупности составляет около 15%, среди них наиболее часто встречаются незакономерные сростки и двойники по шпинелевому закону. Содержание алмазов с твёрдыми включениями составляет 40%. Подавляющее большинство представлено кристаллами с эпигенетическими включениями графита, часто в ассоциации с сульфидами; единичны образцы с сингенетическими включениями, представленными магнетитом. Незначительная часть (6%) алмазов имеет слабое ожелезнение по трещинам. По характеру свечения в ультрафиолетовых лучах резко преобладает розово-сиреневая фотолюминесценция (около 60%) при довольно высоком содержании кристаллов с желто-зеленым свечением (20%). Алмазов с сине-голубой фотолюминесценцией менее 10%.

Такое же соотношение характерно для трубок Мало-Ботуобинского района, а также трубок Нюрбинская, Ботуобинская Среднемархинского района, но при этом выборка алмазов из тела Сюльдюкарское демонстрирует совершенно отличное от них распределение по габитусным типам кристаллов алмазов.



Рис. Фото алмазов из тела Сюльдюкарское

Алмазы западной и восточной веток тела Сюльдюкарское практически не отличаются по степени сохранности, по характеру сколов на повреждённых кристаллах, по трещиноватости камней, по степени прозрачности, и наличию скульптур травления. Среди алмазов западной ветки тела Сюльдюкарское отмечается повышенное содержание ламинарных ромбододекаэдров и камней с блоковой скульптурой, алмазов с слабым ожелезнением, а также присутствие кристаллов

цвета морской волны, что, вероятно, связано с более интенсивными постамагнитическими процессами в этой части. В восточной ветке, в отличие от западной, среди изученных коллекций заметно выше количество кристаллов переходных форм ряда октаэдр-ромбододекаэдр (31% и 20% соответственно) и алмазов с сине-голубой фотолюминесценцией (12% и 5%). Кроме того, наблюдаются единичные алмазы с включениями магнетита.

Для определения дефектно-примесного состава изученных алмазов была применена ИК-спектроскопия. Регистрацию спектров ИК-поглощения в волновом диапазоне $600\text{--}4500\text{ см}^{-1}$ проводили на Фурье спектрометре Tensor-27 фирмы Bruker с микроскопом Hyperion 3000. В качестве внутреннего стандарта было принято собственное поглощение алмаза [6]. Для расчёта спектров алмаза смешанного типа применяли разложение суммарного ИК-спектра на индивидуальные C-, A- и B1-системы полос поглощения, полученные с природных алмазов чистых типов Ib, IaA и IaB. Концентрации дефектов определялись с использованием соотношений, предложенных в работах [2–4]. Суммарный азот (N_{tot}) определялся сложением выявленных концентраций этой примеси в C-, A-, B-формах. Содержание примеси водорода оценивали по поглощению полос C-H колебаний на частоте 3107 см^{-1} [5].

В изученной выборке из тела Сюльдюкарское доминируют (57%) кристаллы с содержанием $400\text{--}1000\text{ ат. ppm}$ азота, много алмазов и с малыми (до 400 ат. ppm) концентрациями примеси (около 36%), в том числе 6,5% «безазотных» (тип Ia с концентрацией менее 25 ат. ppm). По содержанию примесного азота изученная выборка кристаллов из тела Сюльдюкарское близка к алмазам из трубки Мир, незначительно отличаясь большей (на 9%) частотой встречаемости мало- и среднеазотистых кристаллов (до 600 ат. ppm). Только у 7% образцов более 50% примеси находится в B-форме, причем около 2% – это кристаллы типа IaB1, что типично и для кимберлитов трубки Мир. Однако, по сравнению с последней, в теле Сюльдюкарское больше (на 18%) алмазов с малой (менее 20% в B-форме) агрегацией азота. Коэффициенты поглощения B2-центров в спектрах выявлены у всех образцов, но у 47% кри-

сталлов они небольшие – менее 2 см^{-1} . Содержания примеси водорода малые у 77% алмазов, коэффициенты поглощения узких линий на 3107 см^{-1} у них не превышают 1 см^{-1} , а максимальные значения – $15,2 \text{ см}^{-1}$. Большой разброс значений концентраций азота при его малой агрегации, пониженное содержание примеси водорода предположительно, являются положительным фактором алмазности.

Изученные кристаллы из тела Сюльдюкарское по своим характеристикам отличаются от алмазов как из трубок Среднемархинского района, где заметно больше высокоазотистых октаэдров, выше средняя агрегация азота и коэффициенты В2-центров, так и из тел Далдино-Алакитского района с заметно большей частотой встречаемости мало- и среднеазотистых алмазов, с повышенной агрегацией азота, концентрацией и размерами В2-центров. По своим характеристикам изученная выборка из тела Сюльдюкарское имеет некоторое сходство с кристаллами из россыпи Дьюкунах, однако в данной выборке меньше алмазов с концентрациями азота 100–600 и с содержанием в В-форме 20–40% примеси.

Кристаллы различного габитуса из тела Сюльдюкарское имеют широкий разброс концентрации азота, при этом повышенные содержания этой примеси с небольшой агрегацией отмечаются в ромбододекаэдрах, чем отличаются от таковых Мало-Ботубинского, Далдино-Алакитского и Среднемархинского районов с малыми концентрациями примеси при повышенной ее агрегации в ромбододекаэдрах. Такие ромбододекаэдры, в том числе округлые встречены в россыпях р. Вилюй. Содержания азота в изученных октаэдрах в основном повышены при небольшой доле в В-форме, что типично для трубки Мир и россыпи Дьюкунах. Среди кристаллов переходных форм присутствуют с малыми и средними содержаниями примеси; подобные кристаллы встречаются в россыпи Дьюкунах. Большая часть изученных алмазов из тела Сюльдюкарское имеет «оплавленный» вид (см. рис. 1), вероятно, из-за растворения кристаллов «мирнинского типа» в мантии.

Таким образом, в целом изученная выборка алмазов из тела Сюльдюкарское по морфологическому спектру и оптико-

спектроскопическим характеристикам заметно отличается от кристаллов из высокопродуктивных трубок Далдыно-Алакитского, Мало-Ботуобинского, Среднемархинского алмазоносных районов. Среди изученных алмазов из тела Сюльдюкарское много образцов со следами растворения, что можно объяснить мантийным растворением различной степени октаэдров и кристаллов переходных форм «мирнинского типа», вплоть до додекаэдров. Кристаллы, типичные для тела Сюльдюкарское присутствуют в близлежащей россыпи Дьюкунах и россыпи реки Вилюй. Однако изученные алмазы из россыпи Дьюкунах имеют некоторые отличия по морфологии и структурным характеристикам, которые нельзя объяснить условиями транспортировки кристаллов от тела Сюльдюкарское и от известных высокопродуктивных коренных месторождений, и что позволяет прогнозировать новые коренные источники алмазов на данной территории.

Литература:

1. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 264 с.
2. Соболев Е.В., Лисойван В.И. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1978. С.245-255.
3. Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond. *Philos // Mag.* B(69). 1994. P.1149-1153.
4. Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregation in diamond // *Philos. Mag.* B(72). 1995. P.351-361.
5. de Weerd F., Pal'yanov Y.N., Collins A.T. Absorption spectra of hydrogen in ¹³C diamond produced by high-pressure, high-temperature synthesis // *J. Phys. Condens. Matter* (15). 2003. P.3163-3170.
6. Zaitsev A.M. *Optical properties of diamond: A data handbook.* Springer Berlin Heidelberg. 2001. 502 p.

ХИББИНГИТ ИЗ ТРУБКИ ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ

Лисковская Л.В., Корнилова В.П., Монхоров Р.В.

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие

АК "АЛРОСА" (ПАО)

LiskovayaLV@alrosa.ru, KornilovaVP@alrosa.ru,

MonhorovRV@alrosa.ru

На настоящий момент в кимберлитах зафиксировано около 80 минеральных видов, из них более 50 являются вторичными и связаны с постмагматическим преобразованием пород [1]. Видовой состав и распределение последних влияет на физические свойства кимберлитов и извлечения из них алмазов при отработке месторождений [2]. Кроме того обнаружение новых или редких вторичных минералов является фактом, заслуживающим внимания, поскольку свидетельствует об имеющих место особенностях метасоматических изменений кимберлитов.

При исследовании кимберлитов глубоких горизонтов трубки Интернациональная нами обнаружен хиббингит. Это вторая находка минерала в алмазных месторождениях. Впервые хиббингит был обнаружен в основной массе метаморфизированных кимберлитов трубки Удачная-Восточная, где он тесно ассоциирует с СL-содержащим лизардитом, пентландитом и пирротинном [4]. Хиббингит представляет собой гидроксил-галогенид железа и магния с химической формулой – $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2 \text{Cl} (\text{OH})_3$. Является относительно новым и редким минералом. Впервые он был обнаружен в 1994 г. в жилах частично серпентинизированных троктолитовых пород комплекса Дулут в районе Хиббинг (шт. Миннесота, США) [3]. Минерал также встречается в массивах серпентинизированных перидотитов и в выветрелых метеоритах.

Трубка прорывает терригенно-карбонатные нижнего палеозоя и перекрыта маломощными нижнеюрскими отложениями. Эвапоритовые толщи нижнего кембрия сложены переслаивающимися слоями каменной соли и доломита. Новые находки хиббингита в кимберлитах

этой трубки зафиксированы при изучении порфировых кимберлитов с горизонтов -790, -1050 и -1250 м.

Порфиновые кимберлиты в этом интервале представляют собой породы массивной текстуры, среднепорфировой структуры. Обломки осадочных пород практически полностью отсутствуют. Порфиновые вкрапленники (45–50%) угловатой, угловато-округлой формы, иногда с элементами огранки оливина представлены полными псевдоморфозами по оливину. Основная масса состоит из серпентина (50–60%), доломита (25–30%), окисно-рудных минералов (3–5%) и флогопита. Присутствуют единичные зерна сульфидов (миллерита).

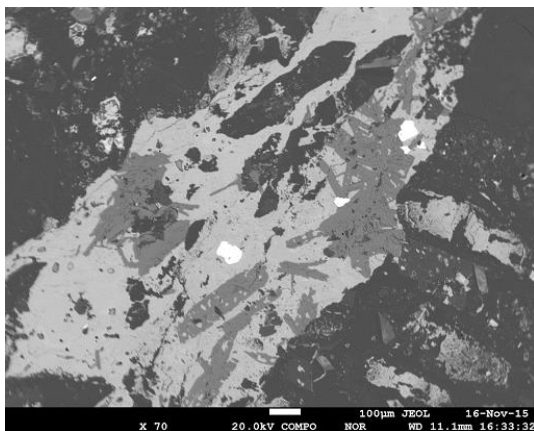


Рис. 1. Прожилок хиббингита (светло-серое) с гипсом (серое) и доломитом (темно-серое). Яркие белые кристаллы – барит

Фото выполнено в режиме COMPO на микроанализаторе Jeol-8830.

Принадлежность минерала к хиббингиту подтверждена микро-рентгеноспектральным и рентгенодифрактометрическим методами. Использовались микроанализатор Jeol-8830 и рентгеновский дифрактометр ARL XTRA с базой данных PDF-4.

Хиббингит обнаружен наряду с серпентином, гексагональным ангидритом и магнетитом в составе псевдоморфоз, а также в виде одиночных кристаллов, сростков кристаллов и тонких прожилков в основной массе, наряду с ангидритом, доломитом и баритом (рис.1). По

результатам рентгенодифрактометрического анализа в псевдоморфозах отмечается также галит (2–6%). Цвет минерала от бледно- и голубовато-зеленого на свежем сколе до рыжевато-бурого. Минерал характеризуется высокими показателями преломления (1,6–1,7) и серым первого порядка двупреломлением. Присутствующий в псевдоморфозах серпентин (табл.1), также как и в трубке Удачной-В обогащен хлором (2,88–3,68 вес. %).

Таблица 1

Результаты микрорентгеноспектрального анализа псевдоморфоз по оливину (обр. 22P/283), (мас.%)

| | Компонент | | | | | | | | | | | | | | Сум- ма | Мине- рал |
|------|-------------------|------|--------------------------------|------------------|------------------|------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-----------------|-------|------------|--------------|
| | Na ₂ O | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | K ₂ O | CaO | TiO ₂ | Cr ₂ O ₃ | MnO | FeO | NiO | BaO | SO ₃ | Cl | | |
| 0.13 | 7.86 | 0.15 | 1.39 | 0.00 | 0.34 | 0.00 | 0.00 | 0.16 | 56.51 | 0.57 | 0.03 | 0.09 | 18.12 | 85.35 | хиббингит | |
| 0.00 | 11.66 | 0.13 | 0.12 | 0.02 | 0.14 | 0.00 | 0.00 | 2.56 | 53.51 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 21.18 | 89.85 | хиббингит | |
| 0.07 | 0.61 | 0.01 | 0.05 | 0.04 | 0.00 | 0.08 | 0.01 | 0.00 | 95.13 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.05 | 96.42 | магнетит | |
| 0.12 | 37.30 | 0.45 | 35.72 | 0.01 | 0.62 | 0.06 | 0.07 | 0.04 | 4.07 | 0.13 | 0.01 | 0.08 | 2.88 | 81.82 | серпентин | |
| 0.00 | 7.17 | 0.01 | 0.23 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.03 | 0.53 | 60.77 | 1.26 | 0.02 | 0.00 | 20.26 | 90.43 | хиббингит | |
| 0.12 | 37.44 | 0.36 | 36.16 | 0.07 | 0.81 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 3.43 | 0.01 | 0.00 | 0.08 | 3.68 | 82.44 | серпентин | |
| 0.00 | 0.94 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.18 | 0.99 | 0.00 | 0.00 | 0.70 | 0.09 | 57.73 | 31.46 | 0.12 | 92.37 | барит | |

Таблица 2

Сопоставление рентгенодифракционных характеристик эталона хиббингита из эталона базы данных PDF-4 и образца 22P/283 (d_A – межплоскостные расстояния, I_{от} – относительные интенсивности рефлексов)

| Эталон | Образец | | Эталон | | Образец | | Эталон | | Образец | | Эталон | | Образец | | | |
|--------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|---|--|
| | d _A | I _{от} | d _A | I _{от} | d _A | I _{от} | d _A | I _{от} | d _A | I _{от} | d _A | I _{от} | d _A | I _{от} | | |
| | 1 | | | | 2 | | | | 3 | | | | 4 | | | |
| 5.62 | 40 | 5.59 | 65 | 2.86 | 60 | 2.830 | 54 | 2.185 | 10 | - | - | 1.652 | 50 | - | - | |
| 5.16 | 20 | - | - | 2.585 | 5 | - | - | 2.120 | 50 | 2.094 | 16 | 1.597 | 10 | - | - | |
| 4.63 | 5 | 4.64 | 20 | 2.330 | 100 | 2.322 | 100 | 2.050 | 10 | - | - | 1.453 | 5 | - | - | |
| 4.17 | 10 | - | - | 2.280 | 10 | - | - | 1.745 | 20 | 1.739 | 27 | 1.406 | 10 | - | - | |

Хиббингит имеет соответствующий его химической формуле состав – Cl (18,12–21,18 мас.%), MgO (7,17–11,66 мас.%) и FeO (53,15–60,77мас.%) (табл. 1). Содержание гидроксильной группы, судя по недостатку суммы в анализах, составляет около 10-14 мас.%. Дифрактограмма образца с диагностикой хиббингита по базе данных PDF-4 и сопоставление рентгенодифракционных характеристик приведены на рисунке 2 и в таблице 2.

Имеющиеся отклонения в положении и интенсивности линий по сравнению с эталоном, вероятнее всего, связаны с валентным состоянием железа. Для данной структуры замещение Fe²⁺ на Fe³⁺ приводит к уменьшению межплоскостных расстояний, что наблюдается для данного случая.

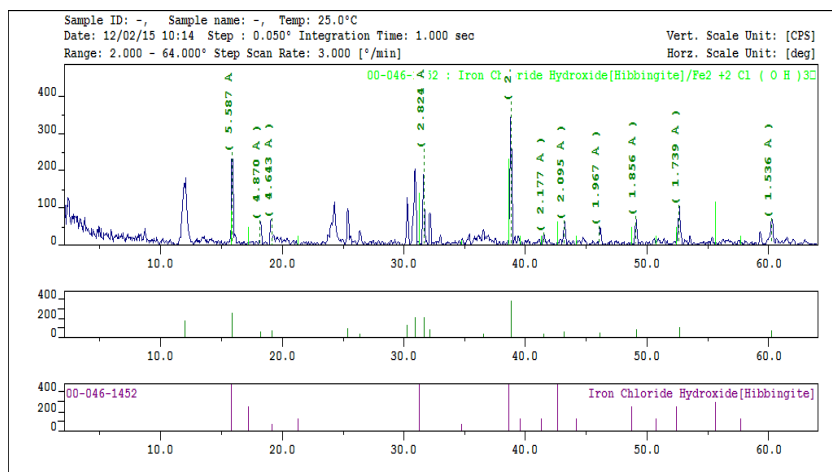


Рис. 2. Дифрактограмма образца 22P/283 с диагностикой хиббингита по базе данных PDF-4

Хиббингит, кроме псевдоморфоз, зафиксирован также в основной массе кимберлитов. Присутствие данного гидроксилгалогенида в кимберлитах, вероятнее всего, связано с воздействием высокоминерализованных хлоридно-сульфатных рассолов вмещающих пород. Свидетельством этого является широкое распространение в основной

массе кимберлитов трубки Интернациональная галита (среднее содержание – 5%, частота встречаемости 88%), а также ангидрита (среднее содержание – 6%, частоте встречаемости 80%). Проработка кимберлитов рассолами из прилегающих к телу трубки водоносных горизонтов вмещающих пород, вероятно, является также причиной существенного изменения кимберлитов и образования не характерных и редких для кимберлитов минералов. Высокая степень измененности кимберлитов изученных разрезов подтверждена комплексным рентгено-термографическим анализом, которая выражается широким распространением тонкодисперсных (рентгеноаморфных) талька, серпентина и смектитов и смешанослойных образований. Последние, как правило, являются продуктом метасоматического изменения серпентина и для трубки Интернациональная характеризуются средним содержанием – 16% и частотой встречаемости – 79%.

Таким образом, в результате изучения измененных кимберлитов глубоких горизонтах трубки Интернациональная был выявлен новый для трубки и редкий для кимберлитов минерал – хиббингит, присутствующий в псевдоморфозах по оливину, основной массе и прожилках. Ассоциация минерала с галитом, ангидритом и тонкодисперсными смектитом и смешанослойными образованиями, позволяет предполагать, что причиной его образование является воздействие хлоридно-сульфатных рассолов из вмещающих пород на кимберлиты. Это является причиной высокой степени измененности алмазоносных пород изученных разрезов трубки, и приводит к появлению на столь высоких глубинах таких эндогенных минералов, как смектитов, смектитовых смешанослойных образований, а также хиббингита.

Литература:

1. Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Киселев А.Н., и др // Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты- – ультраосновная формация древних платформ. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение. 1990. 264 с.
2. Зинчук Н.Н. // Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: ООО Недра Бизнес-центр. 2000. 538 с.
3. Saini-Eidukat, B., Kucha, H. & Keppler, H. // Hibbingite, γ - $\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$, a new mineral from the Duluth Complex, Minnesota, with implications for the oxidation of Fe-bearing compounds and the transport of metals. American Mineralogist. 1994. N 79, P.555-561.

4. Соколова Е.Л., Воробьев С.А., // Пирротин, пентландит и хиббингит из метакимберлитов трубки Удачная-Восточная, северная Якутия. Новые данные о минералах. 2011. Вып. 46. С.165-168.

Re-Os ДАТИРОВАНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕГАКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПЕРИДОТИТОВ С СУБКАЛЬЦИЕВЫМ ХРОМИСТЫМ ПИРОПОМ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

**Мальковец В.Г.¹, Похиленко Л.Н.¹, Третьякова И.Г.¹,
Белюсова Е.А.², Гриффин В.Л.², Пирсон Н.Дж.², О'Рейлли С.²,
Костровицкий С.И.³, Гибшер А.А.¹, Похиленко Н.П.¹**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, votal@igm.nsc.ru*

²*Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid
Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie
University, Sydney, 2109, Australia, bill.griffin@mq.edu.au*

³*Институт геохимии им. А.П. Виноградов СО РАН, г. Иркутск,
serkost@igc.irk.ru*

Кимберлитовая трубка Удачная выносит на поверхность широкий спектр уникально свежих глубинных ксенолитов. К одной из наиболее интересных групп мантийных ксенолитов относятся мегакристаллические гарцбургит-дуниты (МГД) с субкальциевым хромистым пиропом. Ксенолиты МГД преимущественно состоят из крупнозернистого оливина (до 10 см), ортопироксена и субкальциевого хромистого пироба, хромита, сульфидов и в некоторых случаях алмаза. Химический состав минералов ксенолитов МГД в значительной степени перекрывается с составом минеральных включений перидотитового типа в алмазах Сибирского кратона. На этом основании в более ранних работах было выдвинуто предположение о том, что МГД являются материнскими породами Сибирских алмазов [1, 3, 8].

Исследование новой коллекции ксенолитов МГД из уникально свежего блока кимберлитов трубки Удачная также подтвердило близость химических составов минералов МГД и минеральных включе-

ний в алмазах [2]. Содержание Fo в оливинах мегакристаллических пироповых перидотитов из трубки Удачная 90.4–94.1 при среднем значении Fo 92.67 (n=99). Среднее содержание Fo в оливинах гарцбургит-дунитового парагенезиса несколько выше (92.82 мас. %, n=78) по сравнению с оливинами лерцолитового парагенезиса (92.2, n=20). Содержание главных элементов в пиропых гарцбургит-дунитового парагенезиса варьирует в следующих пределах (мас. %): Cr₂O₃ 4–15.1, CaO 0.86–6.54, TiO₂ 0.01–0.4, магнезиальность (Mg# = [100Mg/(Mg+Fe)]) 82.4–86.7. Хромиты обнаружены только в восьми мегакристаллических перидотитах в ассоциации с пиропами гарцбургит-дунитового парагенезиса. Они характеризуются высоким содержанием Cr₂O₃ 63.2–65.8 мас. % (n=8), низкими содержаниями Al₂O₃ 4.4–5.6 (n=8), TiO₂ 0.04–0.29 (n=8) и крайне низкими Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al) (Fe³⁺ было рассчитано стехиометрическим методом). По своему химическому составу изученные хромиты сходны с минеральными включениями хромитов в алмазы. Низкое содержание Fe³⁺ свидетельствует о восстановительных условиях образования минеральных парагенезисов хромит содержащих мегакристаллических гарцбургит-дунитов и подтверждает выводы о крайне незначительных наложенных более поздних метасоматических процессах, приводящих к окислению минералов мантийных перидотитов [6].

Клинопироксены имеют следующие составы: Mg# 87.8–93.6, 100Ca/(Ca + Mg) 86.2–89.9, Na₂O 2.4–3.5 мас. %, TiO₂ 0.15–0.26 мас. %, Cr₂O₃ 2.2–3.5 мас. %, FeO ~ 1.7 мас. %. Энстатиты характеризуются высокой магнезиальностью (Mg# 92.6–94.2) и низкими содержаниями примесей Al₂O₃ (0.4 мас. %) и Cr₂O₃ (0.35 мас. %) наряду с несколько более широкими вариациями содержаний CaO (0.06–0.9 мас. %).

При проведении петрографических и минералогических исследований были установлены следы метасоматических изменений МГД, которые по времени были синхронны с попаданием ксенолитов в кимберлитовую магму, либо предшествовали этому событию. Подавляющее большинство гранатов имеет келифитовые каймы (ортопироксен+хромшпинелид±клинопироксен), ортопироксен в каймах замещается клинопироксеном, в интерстициях обнаружена жильная

ассоциация джерфшерит+магнетит+монтichelлит, которая неустойчива при высоких давлениях. Образование таких кайм однозначно связано с кимберлитовыми или предкимберлитовыми флюидами и, таким образом, по времени является практически синхронным с образованием кимберлитовой трубки Удачная.

Для выявления деталей возможного скрытого метасоматического обогащения минералов МГД нами были проведены детальные минералогические (методом РМА) и геохимические (методом вторично ионной масс-спектрометрии: CAMECA SIMS ims5f) исследования пиропов на предмет выявления их зональности.

В результате проведенных исследований примерно в 80 % образцов нами была выявлена зональность гранатов по главным и по редким элементам. В гранатах отмечается увеличение содержаний CaO в краевых частях. К примеру, в одном из изученных образцов при постоянном содержании Cr_2O_3 в центре и крае зерна, содержание CaO в самой внешней кайме зерна (мощностью до 100 мкм) составляло 23 мас. %, тогда как в центральной части зерна оно составляло 1,3 мас. %.

Большая часть гранатов обнаруживает типичные S-образные спектры распределения для REE. Хондрит-нормализованные спектры REE варьируют от сильно синусоидальных, типичных для гранатов МГД, до слабо синусоидальных, или до нормальных спектров типичных для лерцолитовых гранатов.

Исследование наличия зональности по редким элементам проводилось для 27 зерен гранатов. Подавляющее количество зерен обнаруживает заметную зональность для Sr, Zr, Hf и LREE. Нами было выделено три типа зональности: 1) обогащение краевых частей LREE и Sr, 2) обеднение краевых частей LREE и Sr, 3) обогащение краевых частей MREE-HREE без сопутствующего обогащения LREE и Sr. Наличие профилей обогащения (обеднения) по основным и по редким элементам свидетельствует о сравнительно молодом метасоматическом событии, которое предшествовало внедрению кимберлитов трубки Удачная на первые сотни или миллионы лет [10].

Детальное петрографическое исследование ксенолитов МГД показало наличие обильных сульфидов, которые по своему расположению

можно отнести к следующим типам: сульфиды, находящиеся в интерстиционном пространстве и минеральные включения сульфидов в оливине. Детальное минералогическое исследование позволило выделить несколько групп сульфидов: 1) “первичные” включения Fe-Ni MSS сульфидов в оливине (трещины вокруг сульфидов не обнаружены), 2) включения Fe-Ni MSS сульфидов в оливине, но зерна сульфидов окружены джерфишеритовой каймой (к сульфидам этой группы ведут трещины секущие оливин), 3) интерстиционные Fe-Ni MSS сульфиды с джерфишеритовой каймой, 4) многочисленные интерстиционные зерна джерфишерита. На основании проведенных геохимических исследований, по содержанию Os были выделены две группы сульфидов: высоко-Os (>120 г/т Os) и низко-Os (<35 г/т Os).

In situ Re-Os датирование Fe-Ni MSS сульфидов позволило рассчитать следующие модельные возраста: 1) высоко-Os группа T_{RD} 3,51-3,0 млрд лет и T_{DM} 3,9-3,2 млрд лет; 2) низко-Os группа T_{RD} 2,12-1,87 млрд лет и T_{DM} 2,98-2,83 млрд лет. Наличие джерфишеритовых кайм свидетельствует о том, что сульфиды не были закрытой системой относительно Re и Os. Кроме того, Os относится к немобильным элементам, который крайне трудно переносится разного рода флюидами. Относительно высокое содержание Os даже в сульфидах низко-Os группы позволяет нам сделать предположение о малой вероятности привноса Os и, как следствие, нарушения Os изотопного состава в сульфидах. На этом основании, мы считаем необходимым рассматривать в качестве надежных только T_{RD} (Re-depletion) модельные датировки.

Re-Os датировки первичных минеральных включений Fe-Ni MSS сульфидов в оливинах высоко-Os группы (T_{RD} 3,51-3,0 млрд лет), свидетельствуют о формировании МГД в архейское время. В этот возрастной интервал происходило формирование литосферы Сибирского кратона (3,6-2,9 млрд лет [4, 5]). Re-Os датировки минеральных включений сульфидов в алмазах перидотитового парагенезиса также относятся к этому временному интервалу: 3,51-3,1 млрд лет [7].

Re-Os датировки (T_{RD} 2,12-1,87 млрд лет) для интерстиционных Fe-Ni MSS сульфидов однозначно свидетельствуют о более молодом возрасте этой генерации сульфидов, что также подтверждается их

расположением в интерстиционном пространстве. Сульфиды этой группы, с нашей точки зрения, отражают время наложенных метасоматических процессов, связанных с амальгамацией отдельных террейнов Сибирского кратона в его современную геологическую структуру. Этот возрастной интервал надежно фиксируется в цирконах из коровых ксенолитов, выносимых на поверхность кимберлитами Якутской кимберлитовой провинции [9].

Данная работы была выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0006

Литература:

1. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Д., Пирсон Г.Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. №1. С.71-84.

2. Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады РАН. 2014. Т. 454. № 5. С.583-589.

3. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов и проблема происхождения алмазов // Геология и Геофизика. 1984. Т.25. №12. С. 63-80.

4. Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In-situ Re–Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian Lithospheric mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V.3. P.1069.

5. Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution // *Lithos.* 2014. V.189. P.2-15.

6. Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wood B.J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: kimberlite sampling patterns define the link // *Geology.* 2007. V. 35. P.339–342.

7. Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P., Carlson R.W., Milledge H.J. Re–Os isotope measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V.63. P.703–711.

8. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Lavrent'ev, Yu.G. Xenoliths of diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites // II Intern. Kimberlite Conf. Abstr. 1977. Santa Fe. No. 71.

9. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // Precambrian Research. 2016. V.282. P.1-20.

10. Tretiakova I.G., Belousova E.A., Malkovets V.G., Griffin W.L., Piazzolo S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Nishido H., 2017. Recurrent magmatic activity on a lithospheric-scale structure: crystallization and deformation in kimberlitic zircons // Gondwana Research. V.42. P.126-132.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

**Мальковец В.Г.¹, Белоусова Е.А.², Третьякова И.Г.¹,
Гриффин В.Л.², Пирсон Н.Дж.², О'Рейлли С.², Резвухин Д.И.¹,
Гибшер А.А.¹, Шарыгин И.С.¹, Похиленко Н.П.¹**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
г.Новосибирск, vomal@igm.nsc.ru*

²*Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid
Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie
University, Sydney, 2109, Australia, bill.griffin@mq.edu.au*

Кимберлитовые магмы выносят на поверхность широкий спектр глубинного ксеногенного материала, который является прямым источником информации о составе, строении и эволюции литосферной мантии древних кратонов. Наличие нескольких этапов кимберлитового магматизма в пределах Сибирского кратона предоставляет нам уникальную возможность для изучения литосферы на разные временные срезы, что позволяет выявить эволюционные тренды в ее развитии.

Сибирский кратон является палеопротерозойским коллажем нескольких архейских террейнов [10]. В пределах Сибирского кратона выделяется обширная провинция глубинного щелочного магматизма, которая представлена широким спектром пород: кимберлиты, лампроиты, карбонатиты, мелилититы, лампрофиры и другие породы. В настоящее время известно уже более 1300 тел, которые сгруппированы в 29 полей. Двадцать одно кимберлитовое поле в центральной части Сибирского кратона образуют Якутскую кимберлитовую провинцию; семь остальных полей расположены по периферии кратона. Четыре поля, расположенные вдоль восточного склона Анабарского щита, содержат значительное количество карбонатитовых, пикритовых и мелилититовых тел.

В настоящее время в пределах Якутской кимберлитовой провинции выделяется семь этапов формирования кимберлитовых тел (млн лет): 450-440, 420-400, 380-350, 250-230, 170-150, 110-100, и 60-50 [1-5,8,11]. На основании ранних геохронологических исследований, преимущественно по данным изучения Rb-Sr изотопных систем кимберлитов, была предположена полихронная природа большинства кимберлитовых полей Сибирского кратона (Брахфогель, Зайцев, Смелов). Однако более поздние исследования с применением высокоточных аналитических методов (SIMS, TIMS, LAM-ICPMS) не подтверждают полихронность образования кимберлитовых тел в пределах индивидуальных полей на Сибирском кратоне.

Надежное определение возраста кимберлитов Сибирского кратона с применением разнообразных геохронологических методов исключительно важно, как для поиска новых кимберлитовых тел, так и для создания геодинамических и петрологических моделей образования кимберлитовых тел.

Определение возраста кимберлитов традиционно проводится с использованием трех основных методов: 1) U-Pb датирование по перовскитам основной массы кимберлитов, 2) Rb-Sr изохронное датирование по флогопитам, и 3) U-Pb датирование по “кимберлитовым” цирконам.

В данной работе мы представляем новые результаты U-Pb датирования “кимберлитовых” мегакристовых цирконов из тридцати одного

кимберлитового тела. Исследованные кимберлитовые тела относятся к шестнадцати кимберлитовым полям. Наши новые данные по датированию цирконов позволяют надежно выделить следующие этапы образования кимберлитов на Сибирском кратоне: позднесилурийский – раннедевонский (419-407 млн лет), позднедевонский – раннекарбонный (370-344 млн лет), позднетриасовый (235-222 млн лет), и раннеюрский (160-150 млн лет).

Кимберлиты Чомурдахского, Западно-Укукитского, Восточно-Укукитского, Мерчимденского и Огонер-Юряхского полей, расположенные в центральной части Якутской кимберлитовой провинции, относятся к позднесилурийскому – раннедевонскому этапу (419-407 млн лет).

Кимберлиты южной части Якутской кимберлитовой провинции из Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Верхнемунского полей относятся к позднедевонскому – раннекарбонному этапу (370-344 млн лет).

Кимберлитовые тела, относящиеся к позднетриасовому (235-222 млн лет) и раннеюрскому (160-150 млн лет) этапам, расположены в пределах северной части Якутской кимберлитовой провинции. Кимберлиты Куранахского, Харамайского и Лучаканского полей относятся к позднетриасовому эпизоду, а кимберлиты Куойкского, Биригиндинского и Орто-Баргинского полей – к раннеюрскому этапу.

В рамках проведенных исследований нами не были обнаружены свидетельства полихронной природы кимберлитовых полей в пределах Сибирского кратона. Кроме того, также не были обнаружены свидетельства внедрения кимберлитов в ордовикскую и палеогеновую эпохи. Однако необходимо отметить, что к настоящему времени для кимберлитовых тел Сибирского кратона имеется крайне ограниченное количество надежных геохронологических определений времени их внедрения.

Это связано в первую очередь с тем фактом, что “кимберлитовые” мегакристовые цирконы встречаются в кимберлитовых телах крайне редко. Кроме того, генезис таких цирконов до сих пор остается дискуссионным. В некоторых случаях, в кимберлитовых телах присутствует несколько разновозрастных генераций “кимберлитовых” мегак-

ристовых цирконов. К примеру, в трубке Нюрбинская (Накынское поле) обнаружено несколько генераций “кимберлитовых” мегакристовых цирконов: типично мантийных, с возрастом ~370 млн лет и с положительными значениями ϵ_{Hf} и несколько древних генераций (2,7 млрд лет, 1,5 млрд лет, и 450-370 млн лет) с отрицательными значениями ϵ_{Hf} [12]. Особенно интересной является популяция цирконов с возрастными интервалами в интервале 450-370 млн лет. Такой широкий интервал U-Pb датировок свидетельствует о достаточно длительном процессе метасоматического преобразования литосферной мантии под Накынским полем. Внедрение же кимберлитов Накынского поля являлось лишь завершающим этапом глубинной магматической/флюидной активности в литосферной мантии. Результаты исследования “кимберлитовых” мегакристовых цирконов из трубки Нюрбинская свидетельствуют о сложности и длительности глубинных магматических процессов под кимберлитовыми полями. Кроме того, не все U-Pb возраста, полученные для “кимберлитовых” мегакристовых цирконов, следует интерпретировать как время внедрения кимберлитовой магмы.

Для уточнения количества этапов и времени формирования кимберлитов нам представляется необходимым проводить геохронологические исследования для более широкого спектра глубинного ксеногенного материала, выносимого на поверхность кимберлитами. К примеру, для проведения геохронологического датирования можно использовать хром-содержащие рутилы [6,7,9].

Полученные данные по пространственно-временному распределению кимберлитовых тел в структуре Сибирского кратона не позволяют нам выдвинуть простую гипотезу для объяснения геодинамических условий их образования.

Данная работа была выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0006

Литература:

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В. и др. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 95–99.

2. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы // Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1984.
3. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175–179.
4. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции // Якутск: ООО РИЦ «Офсет». 2010. 108 с.
5. Кинни П.Д., Гриффин Б. Дж., Хеамен Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 91-99.
6. Резвухин Д.И., Мальковец В.Г., Шарыгин И.С., Кузьмин Д.В., Гибшер А.А., Литасов К.Д., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Включения минералов группы кричтонита в пиропсах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2016. Т.466. № 6. С.714-717.
7. Резвухин Д.И., Мальковец В.Г., Шарыгин И.С., Кузьмин Д.В., Литасов К.Д., Гибшер А.А., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Включения хромистого и хром-ниобиевого рутила в пиропсах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2016. Т.466. № 5. С.587-591.
8. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. V. 310. P. 1-35.
9. Malkovets V.G., Rezvukhin D.I., Belousova E.A., Griffin W.L., Sharygin I.S., Tretiakova I.G., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y., Kuzmin D.V., Litasov K.D., Logvinova A.M., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Cr-rich rutile: a powerful tool for diamond exploration // *Lithos*. 2016. V.265. P.304-311.
10. Rosen O., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. *Archean crustal evolution*, 1994. С. 411-459.
11. Sun, J., Liu, C.Z., Tappe, S., Kostrovitsky, S.I., Wu, F.Y., Yakovlev, D., Yang, Y.H., Yang, J.H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P.283-295.
12. Tretiakova I.G., Belousova E.A., Malkovets V.G., Griffin W.L., Piaolo S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Nishido H., 2017. Recurrent magmatic activity on a lithospheric-scale structure: crystallization and deformation in kimberlitic zircons // *Gondwana Research*. V.42. P.126-132.

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ КСЕНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В КИМБЕРЛИТАХ

**Мальковец В.Г.¹, Третьякова И.Г.¹, Резвухин Д.И.¹,
Белоусова Е.А.², Гриффин В.Л.², Пирсон Н.Дж.², О'Рейлли С.²,
Костровицкий С.И.³, Похиленко Л.Н.¹, Зедгенизов Д.А.¹,
Гибшер А.А.¹, Похиленко Н.П.¹**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, vomal@igm.nsc.ru*

²*Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid
Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie
University, Sydney, 2109, Australia, bill.griffin@mq.edu.au*

³*Институт геохимии им. А.П.Виноградов СО РАН, г. Иркутск,
serkost@igc.irk.ru*

В результате предшествующих геохронологических исследований было установлено, что литосфера Сибирского кратона стабилизировалась в раннем архее –3,6-3,0 млрд лет назад [2, 7-8]. Современная структура Сибирского кратона сформировалась в результате палеопротерозойской (~1,9 млрд лет) амальгамации нескольких архейских террейнов [9]. Реконструкция тектоно-магматической истории литосферы Сибирского кратона крайне важна для понимания истории эволюции алмазоносного литосферного кия. Используя информацию о тектоно-магматической истории Сибирского кратона, мы можем проводить выделение отдельных блоков в структуре кратона, наименее подвергнутых тектоно-магматической активизации, в пределах которых возможно обнаружение высокоалмазоносных кимберлитов.

Значительная часть территории Сибирского кратона перекрыта венд-фанерозойскими осадочными отложениями и, таким образом, реконструкция геологической истории кратона крайне затруднена. Однако в пределах Сибирского кратона выделяется обширная провинция глубинного щелочного магматизма, которая представлена широким спектром пород: кимберлиты, лампроиты, карбонатиты, ме-

лилититы, лампрофиры и другие породы. Кимберлитовые трубки являются природными скважинами, которые выносят на поверхность ксеногенное вещество разных уровней глубинности – от границы литосфера-астеносфера до самых верхних горизонтов земной коры. Проведение геохронологических исследований для фрагментов коровых и мантийных пород, представленных в кимберлитах в виде ксенолитов либо ксенокристов, позволяет надежно реконструировать тектоно-магматическую историю литосферной колонны под отдельной кимберлитовой трубкой (кимберлитовым полем) с раннего архея и до момента образования кимберлитового тела.

Образование перидотитовых алмазов в литосферной мантии Сибирского кратона происходило преимущественно в архее – 3,6-3,0 млрд лет назад [8]. Вещество алмазоносной литосферной мантии со времени его образования и до выноса на поверхность кимберлитовыми расплавами (в течение около 3,3-3,0 млрд лет) подвергалось многократным метасоматическим преобразованиям, которые могли приводить к частичному или полному растворению алмазов [5,7]. Однако степень и масштаб воздействия разнообразных геодинамических процессов на литосферу Сибирского кратона (плюмовый магматизм, рифтообразование, субдукция океанических плит под край кратона и другие) может варьировать в широких пределах. Вследствие этого, нам представляется необходимым проводить комплексные сравнительные геохронологические исследования как мантийного, так и корового ксеногенного материала для выявления деталей геологической истории отдельных террейнов и блоков в пределах Сибирского кратона [6,11]. Для этой цели нами были проведены исследования следующих изотопных систем: а) U-Pb и Lu-Hf в цирконах из концентрата тяжелой фракции кимберлитовых трубок Мирнинского (Маганский террейн), Верхне-Мунского (Мархинский террейн) и Куойкского (Биректинский террейн) кимберлитовых полей, б) Re-Os в сульфидах из алмазов трубки Интернациональная, ксенолитов мегакристаллических перидотитов из трубки Удачная и ксенокристаллов хромистых пиропов из концентрата тяжелой фракции Мирнинского, Накынского, Далдынского и Верхнемунского кимберлитовых полей.

На основании изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в цирконах из концентрата тяжелой фракции и из коровых ксенолитов нами были выделены два основных тектономагматических этапа формирования земной коры Сибирского кратона: 2,8-2,3 и 1,9 млрд лет (новые данные, [10]). Значения ϵ_{Hf} в цирконах этапа 2,8-2,3 млрд лет варьируют от -19 до +3 с существенным преобладанием цирконов с отрицательными значениями ϵ_{Hf} . Преобладание отрицательных значений свидетельствует о формировании цирконов из расплавов, образовавшихся при переплавлении древнего корового материала с минимальным участием ювенильного материала. Среди цирконов палеопротерозойского этапа (~1,9 млрд лет; ϵ_{Hf} от -23 до +8) отмечается более высокая доля цирконов с положительными значениями ϵ_{Hf} , что свидетельствует о возможном участии глубинных расплавов во время палеопротерозойской амальгамации отдельных террейнов в современную структуру Сибирского кратона.

Во всех изученных кимберлитовых полях обнаружены цирконы с возрастными моложе 0,9 млрд лет, с существенным преобладанием популяций цирконов моложе 0,6 млрд лет. Однако необходимо отметить, что возрастные пики таких популяций в отдельных кимберлитовых полях существенно отличаются. Высокая пропорция цирконов с положительными значениями ϵ_{Hf} свидетельствует о связи таких цирконов с ювенильным мафическим магматизмом, широко проявленным в виде даек, силлов и трубок взрыва на территории Сибирского кратона [4].

Re-Os датирование двух минеральных включений сульфидов в алмазах из трубки Интернациональная обнаружило только раннеархейские возраста: T_{RD} 3,54 и 3,5 млрд лет и T_{DM} 3,56 и 3,52 млрд лет соответственно. Наши новые данные хорошо согласуются с более ранними мезоархейскими Re-Os датировками для сульфидов из алмазов и перидотитов Сибирского кратона [2, 3, 8].

Re-Os датирование первичных сингенетичных минеральных включений сульфидов в хромистых пиробах из кимберлитовых тел Мирнинского, Накынского, Далдынского и Верхнемунского полей обнаружило два основных пика их метасоматического образования в ли-

тосферной мантии Сибирского кратона: 2,9–2,5 млрд лет и 2,1–1,9 млрд лет (новые данные, [3, 5]).

Исследование Re-Os изотопной системы в сульфидах из ксенолитов мегакристаллических гарцбургит-дунитов, материнских пород перидотитовых алмазов Сибирского кратона [1], выявило два основных эпизода их формирования: T_{RD} 3,51–3,0 млрд лет и T_{DM} 3,9–3,2 млрд лет и T_{RD} 2,12–1,87 млрд лет и T_{DM} 2,98–2,83 млрд лет. Модельные датировки T_{DM} в значительной степени подвержены привнесу Re разнообразными метасоматическими флюидами/расплавами и по этой причине мы не рассматриваем их в обсуждении полученных данных. Сульфиды древней генерации (T_{RD} 3,51–,0 млрд лет) отражают время образования этих пород в литосфере Сибирского кратона и полученные датировки хорошо согласуются с T_{RD} датировками для сульфидов из алмазов. В то же время сульфиды более молодой генерации (T_{RD} 2,12–1,87 млрд лет) отражают время наложенных метасоматических процессов, связанных с амальгамацией отдельных террейнов Сибирского кратона в его современную геологическую структуру.

На основании проведенных исследований можно выделить следующие основные этапы эволюции центральной части ЯАП: 3,6–3,0 млрд лет – стабилизация литосферы Сибирского кратона и формирование ее истощенного литосферного кия; 3,5–3,1 млрд лет – образование перидотитовых алмазов; 2,9–2,3 млрд лет – переработка архейской коры и метасоматическое образование хромистых пиропов в литосферной мантии; 2,1–1,8 млрд лет – переработка архейской коры и метасоматическое образование хромистых пиропов в литосферной мантии. На более молодых этапах развития литосферы Сибирского кратона, к одному из наиболее значительных событий, которое оказало существенное воздействие на алмазоносный литосферный киль, несомненно следует отнести формирование обширных Сибирских траппов (250 млн лет). Кроме того, в течение фанерозоя происходило образование многочисленных щелочных массивов, преимущественно по периферии Сибирского кратона.

Данная работа была выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0006

Литература:

1. Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады РАН. 2014. Т. 454. № 5. С.583-589.
2. Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In-situ Re–Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian Lithospheric mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V.3. P.1069.
3. Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution // *Lithos.* 2014. V.189. P.2-15.
4. Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N. Radiated rifts and dyke swarms of the Middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // *J. Asian Earth Sci.* 2012. V.45. P.1-16.
5. Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wood B.J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: kimberlite sampling patterns define the link // *Geology.* 2007. V. 35. P.339-342.
6. Malkovets V.G., Rezvukhin D.I., Belousova E.A., Griffin W.L., Sharygin I.S., Tretiakova I.G., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y., Kuzmin D.V., Litasov K.D., Logvinova A.M., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Cr-rich rutile: a powerful tool for diamond exploration // *Lithos.* 2016. V.265. P.304-311.
7. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re–Os, Sm–Nd, and Rb–Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P.959-977.
8. Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P., Carlson R.W., Milledge H.J. Re–Os isotope measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V.63. P.703-711.
9. Rosen O., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution.* 1994. P.411-459.
10. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research.* 2016. V.282. P.1-20.
11. Tretiakova I.G., Belousova E.A., Malkovets V.G., Griffin W.L., Piazzolo S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Nishido H., 2017. Recurrent magmatic activity on a lithospheric-scale structure: crystallization and deformation in kimberlitic zircons // *Gondwana Research.* V.42. P.126-132.

НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСТНОСТИ ВИЛЮЙ-МАРХИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Мальцев М.В.¹, Толстов А.В.²

¹ Ботуобинская ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО), maltsevmv80@mail.ru

² Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН,
tolstov@igm.nsc.ru

Весной 2015 года при заверке поисковым бурением аэромагнитной аномалии Т-54-14, выделенной геофизиком М. В. Покровским, геологами Ботуобинской ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО) было выявлено новое кимберлитовое тело, входящее в Сьюльдюкарское кимберлитовое поле Ыгыаттинского алмазоносного района. Перспективы района выявлены в 1982 году при выполнении групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 геологом БГРЭ Овчинниковым С.В. было выделено несколько ореолов индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), среди которых наиболее контрастный и высокоперспективный в бассейне реки Хатырык получил одноименное название. Изучение вещественного состава кимберлитов нового поля выявило существенные отличия от кимберлитов как южного (Мирнинского), так и северных (Накынского, Далдынского, Алакитского и др.) полей. В 1990-е годы работами Чернышевской экспедиции были выполнены значительные объемы геологоразведочных работ, в ходе которых подтверждены перспективы коренной алмазности этого района, однако они были прекращены, не достигнув значимого результата (Калмыков, 1998).

За последние десятилетия в ходе проведенных геологоразведочных работ в пределах Ыгыаттинского алмазоносного района были установлены прямые поисковые признаки (наличие высококонтрастных ореолов ИМК, алмазы). В пределах Вилюй-Мархинского междуречья прогнозируется ряд кимберлитовых полей, Кютерское, Ыгыаттинское и Утунинское и др. Общим для кимберлитовых полей в пределах Ыгыаттинского алмазоносного района можно считать их приуроченность к Вилюйско-Мархинской системе глубинных разломов

с-с-в ориентировки, в которой выделяются западная и восточная ветви (рис.1).

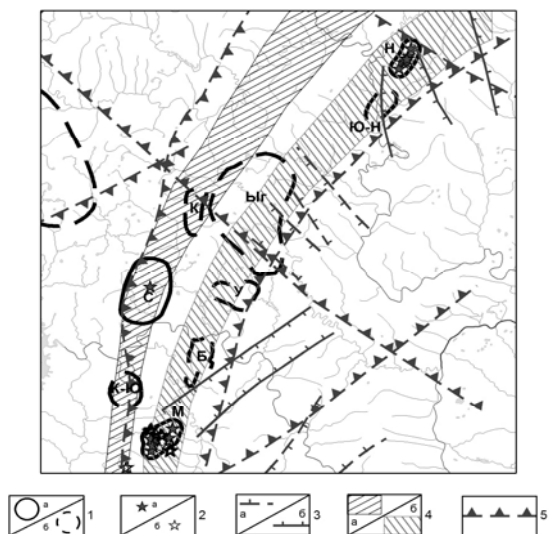


Рис. 1. Схема Вилуй-Мархинского междуречья

1 – Контуры кимберлитовых полей, а) – установленные (М-Мирнинское, С-Сюльдюкарское, Н-Накынское) б) – прогнозируемые (К-Ю – Курунг-Юряхское, Б – Бахчинское, У – Утунинское, Ыг – Ыгыаттинское, К – Кютерское, Ю-Н – Южно-Накынское); 2 – Трубки взрыва а) – кимберлитовый комплекс, б) – основного состава; 3 – Зоны глубинных разломов II порядка а) предполагаемое б) установленные; 4 – Выделяемые зоны в пределах Вилуйско-Мархинской зоны глубинных разломов а) западная ветвь, б) восточная ветвь; 5 – зоны глубинных разломов I порядка.

К западной ветви приурочены прогнозируемые Курунг-Юряхское (Малоботуобинский алмазоносный район), Кютерское и Сюльдюкарское с выявленным алмазоносным кимберлитовым магматизмом (Ыгыаттинский алмазоносный район). К восточной приурочены Мирнинское (Мало-Ботуобинский район, с разведанными месторождениями алмазов), прогнозируемые Бахчинское, Утунинское, Ыгыаттинское кимберлитовые поля (Ыгыаттинский алмазоносный район),

Накынское кимберлитовое поле (Среднемархинский алмазоносный район), с разведанными месторождениями алмазов.

Вилуйско-Мархинская система разломов субмеридианального простириания протягивается вдоль западного и с-з борта Вилуйского-Патомского авлакогена (Масайтис, 1959), имеет протяжённость более 800 км при ширине 20-80 км. Для разломов восточной части Вилуй-Мархинской системы характерна залеченность дайками среднепалеозойского возраста. Дайки располагаются кулисообразно, прерывисто, простириание меняется от 3500 до 300. Мощность даек в пределах системы убывает с запада на восток. Необходимо отметить, что выделенные разрывные нарушения западной ветви, предполагаемые. Они слабо проявлены в геофизических полях, так как не залечены или фрагментарно залечены интрузивным материалом, и не выходящие на поверхность. Новые перспективы коренной алмазоносности района обусловлены рядом факторов:

1. По наличию высокой доли среди зерен ультраосновного парагенезиса хром-пиропов 9 группы (до 76,8%) не установленных в кимберлитах других полей ЯАП восточного тела, отмечено, что кимберлиты аномалии Т-54-14, наряду с чертами сходства по некоторым параметрам, заметно отличаются от кимберлитов Мирнинского поля. Отличие подкрепляется наличием среди гранатов эклогитовой ассоциации ферро-магнезиальных гроссуляров, характерных для трубки Загадочная Далдынского поля, низкими значениями оксидов хрома, алюминия и магния в пикроильменитах. В то же время нельзя игнорировать отсутствие в кимберлитах ферримагнитных ильменитов, содержащих менее 34–35 мас.% TiO_2 , характерных для трубок Мирнинского поля.

2. Обращает на себя внимание различие в составах кимберлитов двух выявленных тел: западное тело содержит меньше обломков осадочных пород и пород трапповой формации и больше ксенолитов ультраосновного состава. Среднее содержание K_2O в кимберлитах западного тела в два раза, а никеля в 2,5 раза превышают количества этих элементов в кимберлитах восточного тела. В обоих телах преобладают гранаты малинового цвета, однако в кимберлитах западного тела гранаты лилового и розового цветов не обнаружены, тогда как в

кимберлитах восточного тела не обнаружены гранаты оранжевого и розового цветов. Отмечено преобладание в ультраосновных гранатах восточного тела Cr-пиропов 9 кластерной группы, а западного тела низко-Ca Cr-пиропов 10 группы, что сближает его с трубкой Корове (Ботсвана), содержащей крупные алмазы.

3. Особенностью гранатов из кимберлитов Сюльдюкарского поля по сравнению с кимберлитами Мирнинского поля являются повышенные содержания MnO (0,47 мас.%), Fe₂O₃ (9,91 мас.%) и CaO (5,56 мас.%), при пониженном содержании MgO (18,4 мас.%). В гранатах из кимберлитов Мирнинского поля содержание MgO варьирует в пределах 19,16–20,14 мас.%, MnO – 0,32–0,43 мас.%. Среднее содержание Cr₂O₃ гранатах сопоставимо с кимберлитами высокоалмазных трубок поля (Интернациональная, Дачная, Им. XXIII съезда КПСС). Гранаты алмазной ассоциации в восточном теле представлены пиропами ультраосновной ассоциации, в западном – Ti-гранатами 1 группы, попадающими на диаграмме в поле гранатов из включений в эклогитовых алмазах; в восточном теле отсутствуют высоко-Cr Fe-магнитные ильмениты, тогда как в западном относительно высоко-Cr разности отмечены среди парамагнитных и Fe-магнитных ильменитов. В западном теле установлен более высокий процент хромшпинелидов алмазной ассоциации.

4. Пикроильмениты кимберлитов Сюльдюкарского поля в отличие от Мирнинского поля характеризуются низкими значениями оксидов Cr, Al и Mg. По содержанию MgO они подобны ильменитам трубки Дачная, а по содержанию Al₂O₃ – ильменитам трубки Интернациональная. Основным отличием их является отсутствие Fe-магнитных разностей, содержащих менее 34–35 мас.% TiO₂ и отсутствие среди них высокохромистых Fe-магнитных ильменитов, которые характерны для трубок Мирнинского поля.

Таким образом, в связи с открытием нового кимберлитового поля необходимо проводить дальнейшее детальное изучение западной ветви Вилюйско-Мархинской системы разломов путем геолого-геофизического картирования. Перспективы открытия новых коренных месторождений алмазов в пределах Ыгыаттинского алмазоносно-

го района, на сегодняшний день они связаны с детальным изучением нового кимберлитового тела аномалии Т-54-14 и ранее выявленными ореолами ИМК Ыгыаттинской площади, одним из которых является близрасположенный высококонтрастный ореол ИМК Хатырык. Полученные результаты, несомненно, будут способствовать открытию новых месторождений коренных алмазов на Виллой-Мархинском междуречье.

Литература:

1. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Петрохимические критерии оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений Якутии // *Геохимия*. 2010. № 4. С.366-376.

2. Емельянов В.С., Толстов А.В., Борис Е.И. Новые данные о перспективах коренной алмазоносности Виллойско-Мархинской зоны разломов // *Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых*. Якутск, ЯФ ГУ, Изд-во СО РАН, 2004, С.115-123.

3. Калмыков Б.А., Пелецкий М.Н. Палеогеографические особенности формирования Хатырыкского ореола кимберлитовых минералов // *Мат-лы науч.-практ. конф., посв. 30-л ЯНИГП ЦНИГРИ АК АЛРОСА «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов»*. – Мирный, 1998, С.218-221.

4. Кременецкий А.А., Карась С.А., Толстов А.В. Геохимические поиски кимберлитовых трубок на закрытых территориях: проблемы и решения // *Региональная геология и металлогения*. 2006. № 27. С.126-139.

5. Лапин А.В., Толстов А.В., Василенко В.Б. Петрогеохимические особенности кимберлитов Средне-Мархинского района в связи с проблемой геохимической неоднородности кимберлитов // *Геохимия*. 2007. № 12. С.1292-1304.

6. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr- и Nd кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 414. № 1. С.78-82.

7. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М., Старкова Т.С. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов. *Вестник Воронежского государственного университета*. Серия: Геология. 2016. № 3. С.86-94.

8. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М., Минин В.А. Перспективы выявления новых кимберлитов на Виллой-Мархинском междуречье (Западная Якутия). Труды рабочего совещания «Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков». 6-7 октября 2016 г. Новосибирск, 2016, ИГМ СО РАН, С.76-80.

9. Симоненко В.И., Толстов А.В., Васильева В.И. Новый подход к геохимическим поискам кимберлитов на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. 2008. № 4-5. С.108-112.

10. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Батанова В.Г., Толстов А.В., Логвинова А.М., Кузьмин Д.В. Уникальные особенности состава вкрапленников оливина посттрапповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С.587-591.

11. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М. ИМГРЭ. 2006. 212 с.

12. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Разумов А.Н. Новое тело высокоалмазоносных кимберлитов в Накынском поле Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. 2009. Т.50.№3. С.227-240.

13. Толстов А.В., Князьков А.П., Яныгин Ю.Т. Предпосылки выявления новых месторождений алмазов на Вилюй-Мархинском междуречье // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Материалы IV Региональной научно-практической конференции, Изд-во АК АЛРОСА, Мирный, 2014. С.217-221.

14. Толстов А.В., Фомин В.М., Зырянов И.В. Новые открытия – основа развития Западной Якутии // Наука и инновационные разработки – Северу. Сборник докладов Международной научно-практической конференции, 10-12 марта 2014 г, Изд-во «Перо», Мирный, 2014. С.171-172.

ИК СПЕКТРОСКОПИЯ ПЕРВЫХ НАХОДОК АЛМАЗА, ОБНАРУЖЕННЫХ ПРИ ОБОГАЩЕНИИ КИМБЕРЛИТА ИЗ КЕРНОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Молотков А.Е., Олейников О.Б.

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

В 2007-2008 гг. в результате поисковых буровых работ, проводимых ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология» в бассейне р. Тамма (правый приток р. Лена) в 100 км южнее Якутска, была открыта первая кимберлитовая трубка на юго-востоке Сибирской платформы. Трубка получила название Манчары. В 2011-2012 гг., результатом геофизических и буровых работ Ботуобинской и Арктической ГРЭ АК

«АЛРОСА» стало вскрытие новой кимберлитовой аномалии Tm-10-11, район получил название Хомпу-Майского кимберлитового поля.

Сотрудниками ИГАБМ СО РАН были детально описаны петрография и минералогия кимберлитов Хомпу-Майского поля [3]. По содержанию изотопов рубидия и стронция возраст слогающей брекчий оценен в 358 млн. лет [2]. Изучены образцы керна из различных частей до глубин 150-170 м.

В 2012-2015гг., при обогащении кимберлитового материала (кернов) были найдены шесть микрокристаллов алмаза размером от 250 до 500 мкм. Первой находкой алмаза стал обломок октаэдрического кристалла (1). Два других октаэдра, с разной степенью скульптурированности поверхности, более полно сохранили свой облик (1532, 1533). Еще два индивида имеют форму кубоктаэдра и очень схожи между собой (1433-1, 1433-2). Шестой образец - тонкая пластинка, возможно скол от более крупного кристалла.

С помощью инфракрасного спектрального комплекса состоящего из автоматизированного ИК фурье спектрометра «ФТ-801» и инфракрасного широкодиапазонного микроскопа «МИКРАН-2» был исследован дефектно-примесный состав шести кристаллов алмаза. Прозрачность образцов была достаточной для традиционной просвечивающей съемки. Съемка велась с применением диафрагмы в поле $\sim 80 \times 80$ мкм, через центральную часть кристаллов. Спектральное разрешение выбиралось в диапазоне 2 - 8 см^{-1} , количество сканов варьировалось от 24 до 100. Диапазон съемки 700 - 4000 см^{-1} .

Полученные в результате ИК спектры поглощения представлены на рисунке 1. Сразу можно отметить, что спектры образцов 1433-1 и 1433-2 выдают их искусственное происхождение. Значительная интенсивность полос (1132 см^{-1}) указывающих на концентрацию неагрегированного, примесного азота (С дефект), вместе с отсутствием значимого поглощения на линиях 1282 см^{-1} и 1175 см^{-1} , отвечающих за концентрацию азота в агрегированном состоянии. Отсутствие «хорошего» пика с длиной волны 1344 см^{-1} характерно для синтетических алмазов содержащих примесь азота в не агрегированном состоянии. Кроме спектральных характеристик внешний облик этих образцов

указывает на их искусственное происхождение. Вероятно, они были в составе бурового инструмента при вырезании зерна.

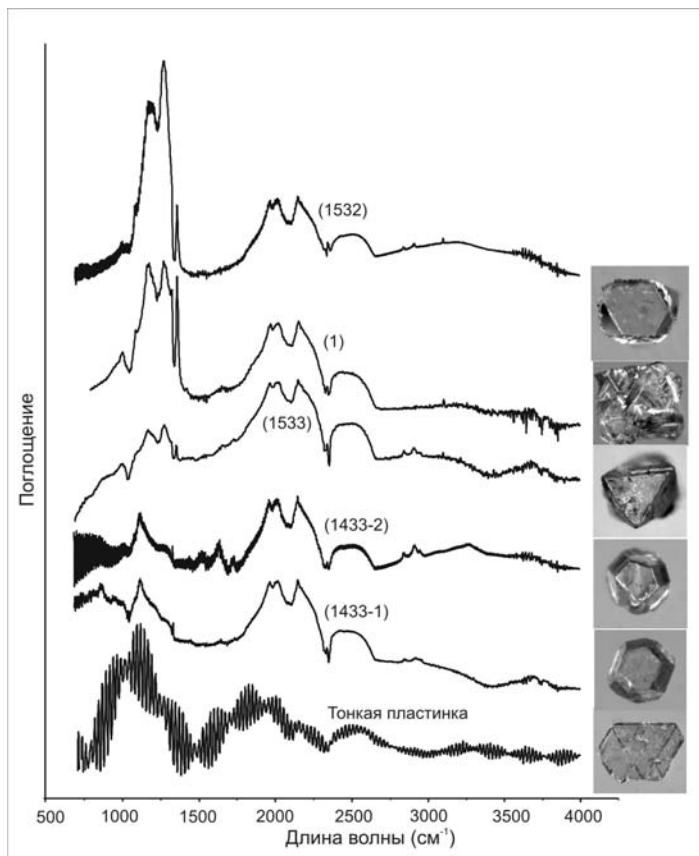


Рис.1. Спектры ИК поглощения

В отличие от предыдущих, спектры кристаллов 1, 1532, 1533 в однофоновой области имеют хорошо заметные линии поглощения (1282, 1175 см⁻¹) указывающие на длительную пост-ростовую историю индивидов (наличие А и В дефектов). Присутствие развитых пиков в диапазоне 1362 – 1368 см⁻¹ говорит о наличии структурного де-

фекта В2 в виде протяженных образовании дислокаций кристаллической решетки алмаза. Выше сказанное позволяет с большой долей уверенности отнести эти кристаллы к природным алмазам. Во всех трех присутствует маленький, но заметный пик 3107 см^{-1} , свидетельствующий о наличии небольшого количества атомов водорода в структуре кристалла.

Таблица

| образец | Коэффициенты поглощения (см^{-1}) | | Концентрация дефектов (ppm) | | | %В от А+В (%) |
|---------|--|------|-----------------------------|-------|--------|---------------|
| | А | В | А | В | А + В | |
| 1 | 25.4 | 13.6 | 419.1 | 292.7 | 711.8 | 41 |
| 1532 | 55.2 | 13.1 | 911.1 | 283.6 | 1194.7 | 24 |
| 1533 | 3.1 | 1.7 | 51.6 | 37.4 | 89.0 | 42 |

Толщина шестого образца – тонкой пластинки, составляла 10 мкм, что не позволило получить достаточно качественный ИК спектр в силу интерференции. Мы все же приводим полученный результат для полноты картины о первых и редких находках. В получившейся кривой явно угадывается область собственного решеточного поглощения алмаза.

Для трех кристаллов, предположительно природного происхождения (1, 1532, 1533) был проведен расчет концентраций агрегированного азота в формах А и В, а также процент содержания В дефектов в сумме дефектов А и В. Расчет производился по устоявшейся отечественной методике [1] с поправками, предложенными в [4]. Нормирование интенсивностей поглощения проводилось по внутреннему эталону собственного решеточного ИК поглощения алмаза ($12,8 \text{ см}^{-1}$) на длине волны 2030 см^{-1} [1]. Результаты расчета представлены в таблице.

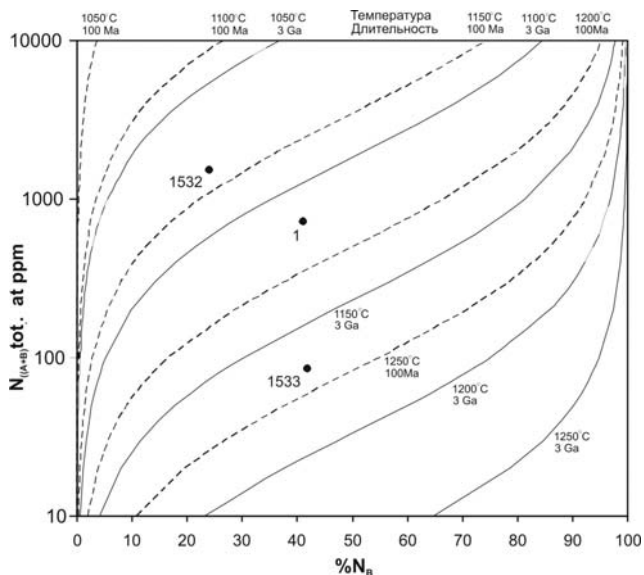


Рис. 2. данные по концентрации и агрегированности микропримеси азота на диаграмме Тейлора, Милледж [5] (для образцов 1, 1532, 1533)

Спектральная картина в однофононной области ИК поглощения образцов 1, 1532, 1533 характерна для кристаллов смешанного типа IaAB, широко распространенных среди природных алмазов из кимберлитов и лампроитов.

Литература:

1. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М., Наука, 1986, 221 с.
2. Зайцев А. И., Смелов А. П., Алтухова З. А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С.51-60.
3. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А., Бабушкина С.А., Бекренев К.А., Зайцев А.И., Избеков Э.Д., Королева О.В., Мишнин В.М., Округин А.В., Олейников О.Б., Сурнин А.А. Кимберлиты трубки Манчары. Новое кимберлитовое поле центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 153-159.

4. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентрации азота в лмазе и её практическое применение// В сб. Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы решения. – Мирный, 2003. С.319-322.

5. Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history, and stable isotope composition of some xeno-lith-derived diamonds from Roberts Victor and Finsch // 6 ИКС. – Russia, 1995. P. 620-622.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД ТОМТОРСКОГО МАССИВА

Округин А.В.

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

Сложные взаимоотношения между полихронными породами Томторского массива щелочно-ультраосновного, габброидно-сиенитового и карбонатитового составов, несущих уникальное редкометалльное оруденение, вызывают противоречивые мнения об их генезисе. Существуют два крайних подхода - магматический и гидротермально-метасоматический и здесь автором рассматриваются доводы о единой глубинной магматогенной генетической взаимосвязи всех пород данного комплекса.

Сторонниками крайней гидротермально-метасоматической теории формирования части щелочно-ультраосновных пород и связанных с ними рудоносных карбонатитовых и карбонатитоидных пород (камафоритов) объясняется изменением первично магматических пород вездесущими метасоматизирующими растворами. Несмотря на свое негативное отношение к проблеме существования карбонатитовой магмы Норман Боуэн в своем фундаментальном труде "Эволюция изверженных пород" (1934) однако отметил: "многим петрографам летучие компоненты кажутся демоном Максвелла; они делают именно то, что им приказывают". В действительности, обычное небольшое количество

летучих элементов в магме находится под давлением в растворенном состоянии и их выделение происходит только в приповерхностных условиях. Они в глубине находятся выше критической точки и ведут себя как растворенные в расплаве инертные компоненты, что иногда даже приводит к ранней кристаллизации из магмы водосодержащих, карбонатных и других фаз, например, в лампрофировых породах. Кристаллизационная дифференциация крупных магматических колонн, начинающаяся с нижнекоровых глубин, естественно приводит к накоплению больших объемов обогащенных летучими компонентами остаточных расплавов. Подобные высоко-минерализованные дифференциаты, внедряясь в тело ранней магматической рамы, довольно агрессивно взаимодействуют с вмещающими родственными породами, что принимается многими за внешний метасоматоз, хотя они никогда не теряют тесной ни пространственной, ни временной связи, указывающие на очевидное их генетическое родство.

Согласно девятому принципу систематики магматических горных пород Международного союза геологических наук (IUGS, 1989), если реальный минеральный состав породы не может быть установлен, химический состав выступает как следующий классификационный признак. В связи с сильными автометасоматическими изменениями пород щелочно-ультраосновных комплексов, а также весьма сложным их составом, автором предлагается рассматривать эти породы на модифицированной диаграмме SAM с развернутыми системами $MgO - CaO$ и $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$, где дается более удобная визуальная растяжка по главным петрогенным элементам (рис. 1).

Как видно на этой тройной диаграмме SAM (в координатах $S = SiO_2$; $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$; $M = FeO_{tot} + MgO + MnO + TiO_2 + P_2O_5$) с развернутым симплексом $MgO - CaO - (SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3 + FeO_{tot} + MnO + Na_2O + K_2O + P_2O_5)$ и бинарной системой $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$, силикатные породы Томторского массива (рис. 1) в основном компактно укладываются в полях составов пород щелочных ультрабазитов, базальтоидов, сиенитов и мелилитовых пород Маймеча-Котуйской провинции.

мафиты без полевых шпатов и фельдшпатоидов; 2 – плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз–оливиновые и роговообманковые бескварцевые; 3 – кварц–полевошпатовые; 4 – субщелочные полевошпатовые; 5 – полевошпатово–фельдшпатоидные; 6 – фельдшпатоидные без полевых шпатов по [5]; 9 – точки виртуальных составов типоморфных породообразующих минералов: Ol – форстерит; Orx – ортопироксен; Crx – клинопироксен; Di – диопсид; Phl – флогопит; Mnt – монтичеллит; Grs – меланитовый гранат; Mel – мелилит; Ne – нефелин; Le – лейцит; An₅₀ – плагиоклаз; Fsp – щелочные полевые шпаты; Mgt – магнетит; Ap – апатит; Sph – сфен; Per – перовскит; Cal – кальцит; Dol – доломит. Точки состава силикатных пород вынесены после пересчета на 100% сухого остатка. Использованы анализы, пород без видимых наложенных карбонатитовых изменений, и содержащие менее 10% CO₂.

Последняя является уникальным районом, где сохранились все фациальные и формационные разновидности щелочных ультраосновных пород, формирующих многочисленные сложные вулканоплутонические комплексы с карбонатитовым редкометалльным оруденением. Породы Томтора частично попадают в поля неалмазоносных или убогалмазоносных кимберлитов и пикритовых порфиритов восточного склона Анабарской антеклизы. Составы пород, слагающих мелкие секущие тела (дайки, трубки и силлы) как в пределах Томторского массива, так и в его обрамлении, в основном, занимают области бесполевошпатовых, недосыщенных кремнеземом пород выше коннод Ol-Crx-Ne (рис. 1) – щелочных пикритов, мелилитолитов и ультраосновных фойдолитов, примыкающих к тренду мелилитовых пород Маймеча-Котуйской провинции [2].

Второй тренд слагают породы щелочного габброидного и сиенитового составов с нормативным полевым шпатов, которые постепенно уходят в поле нефелиновых сиенитов, слагающих значительную часть Томторского массива. Оба тренда начинаются от состава исходной магмы соответствующего среднему составу пикритовых порфиритов (на рис. 1 показано шестиконечной звездочкой) Маймеча-Котуйской провинции по [1]. Согласно экспериментальным исследованиям расширенного щелочного базальтового тетраэдра [7] появление двух трендов объясняется попаданием исходного состава пород

щелочных ультраосновных комплексов близко к мелилит–нефелиновой пограничной плоскости, т.е. повышенная доля кальция в исходном расплаве повлечет за собой мелилитовый тренд, а нормальные составы пойдут по стандартному плагиоклазовому базитовому пути. Таким образом, можно предположить, что исходные магмы Томторского массива были подобны таковым щелочно-ультраосновных комплексов Маймеча-Котуйской провинции. Наряду с трахидолеритами Эбехаинского дайкового пояса, на побережье Анабарского залива развиты триасовые щелочные и высокотитанистые пикритобазальты и меланефелениты, т.е. Анабарский район можно рассматривать как крупную полихронную щелочно-ультрабазит-базитовую магматическую провинцию.

Многие придерживаются модели частичного выплавления щелочных магм, имеющих богатую редкометалльную специализацию, из метасоматически обогащенной мантии. Автору больше импонирует теория В.С. Шкодзинского [9], в которой доказывается сохранение мантийных остаточных расплавов, обогащенных некогерентными элементами в результате высокобарического фракционирования перidotитового слоя магматического океана на поверхности Земли. В этом случае не существует трудно разрешимой проблемы отделения той мизерной доли расплава, которая бы соответствовала рассматриваемым высоко-щелочным магмам, согласно гипотезе частичного выплавления из мантийных гипербазитов. Напротив, обогащенные легкими элементами, очаги остаточных расплавов кимберлитового, щелочно-базальтоидного, лампроитового, карбонатитового и других составов, при благоприятных геодинамических обстановках подвергаются быстрому всплытию и последующему декомпрессионному расплавлению. Это и приводит к формированию щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами и кимберлитовых тел. Приуроченность щелочно-ультраосновных комплексов пород к периферии Сибирской платформы мы связываем с формированием крупных изверженных провинций в результате распада суперконтинента Родиния, начавшегося в неопротерозойское время [10]. В периферийных зонах древних платформ часто сохраняются, кажущиеся иногда

несовместимыми полезными ископаемыми, включающими алмазные ассоциации сухих высокобарических минеральных парагенезисов и благородно-редкометалльное оруденение, унаследованное от глубинных плюмовых потоков.

Формационная типизация и соотношения щелочных ультраосновных магматитов – пикрит-мелилититовых пород редкометалльных карбонатитовых комплексов, алмазоносных кимберлитов с пикритовыми порфиритами, а также серии пород лампроитового состава весьма дискуссионны и требуют дальнейшего комплексного исследования.

Исследования проведены в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (проекты VIII.72.1-2).

Литература:

1. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. – Новосибирск. Наука. 1975. 272 с.
2. Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. – Л.: Недра. 1969. 248 с.
3. Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов и карбонатитов. М.: Наука. 1965.
4. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования Анабарской антеклизы. М.: Наука. 1969. 288 с.
5. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука. 1979. 261 с.
6. Милашев В.А., Томановская Ю.И. В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности Сибирской платформы. Л.: НИИГА.
7. Шерер Дж., Йодер Х. В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра. 327 с.
8. Фролов А.А. и др. Карбонатиты и кимберлиты. М.: НИИ-Природа. 2005. 540 с.
9. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмазов. Якутск. 2009. 352 с.
10. Ernst R.E. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. No. 6. P. 464-469.
11. Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B. The kimberlites and lamproites of Western Australia. Bull. Geol. Surv. W. Australia. 1986. 132. 268 p.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФЛОГОПИТА ОСНОВНОЙ МАССЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБОК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Опарин Н.А.¹, Олейников. О.Б.¹, Бабушкина С.А.^{1,2}

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; nik3256-1989@yandex.ru*

²*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

Флогопит – типоморфный породообразующий и второстепенный минерал многих щелочно-ультраосновных пород. В кимберлитовых трубках Хомпу-Майского и Барылайского полей, открытых ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология» в 2007-2014 гг на правом берегу р. Лена, слюда наблюдается в качестве мегакристаллов (тр. Манчары) и породообразующего минерала основной массы (тр. Манчары, тр. Дабан и тр. Апрельская). Основная масса порфирированного кимберлита и кимберлитовых брекчий, слагающих трубки сложена также серпентином, кальцитом, перовскитом, стронциевым фторапатитом и минералами переменного состава магнетит-хромшпинелид и андрадит-шорломит (рис. 1).

Для пород этих трубок характерна интенсивная наложенная карбонатизация и гипергенные изменения [3]. До глубины около 170-180 м кимберлитовая брекчия имеет неоднородную структуру, обусловленную присутствием участков различного минерального состава. Мезостазис пород преимущественно доломитовый с выделениями измененного флогопита, серпентина, кварца и кальцита. На более глубоких горизонтах порода участками частично сохранила первичные минеральные особенности. В этом случае основная масса имеет флогопит-серпентин-кальцитовый состав и микрогипидиоморфнозернистую структуру (рис. 1.а). С глубиной количество участков с неизменной слюдой увеличивается. Кроме того, установлены макрокристы пикроильменита, зерна апатита, стронциевого фторапатита (рис. 1.б) и бадделейта.

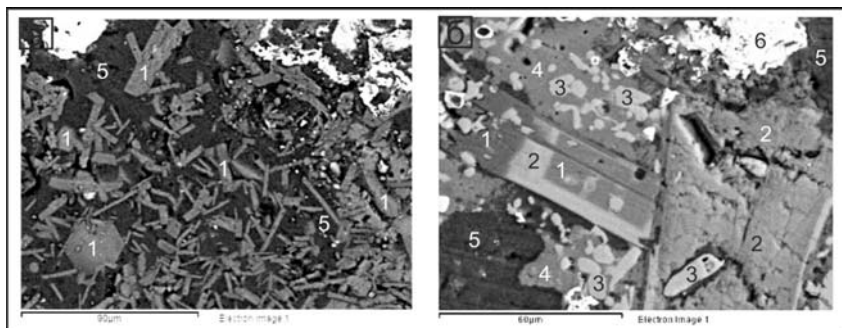


Рис. 1. Основная масса порфиорового кимберлита трубок:

а) Апрельская; б) Манчары

Цифрами обозначены минералы: 1 – флогопит, 2 – бариевый флогопит, 3 – Sr-фторопатит, 4 – кальцит, 5 – серпентин, 6 – титаномагнетит. BEI.

В кимберлитовых породах трубки Дабан чешуйки флогопита основной массы в большинстве случаев хлоритизированы и карбонатизированы, что не позволяет получить идеальные анализы, поэтому в данной работе они рассмотрены не будут. В трубках Манчары и Апрельская неизменный флогопит появляется лишь с глубины около 190 м. Для слюды основной массы методом электронного микрозондирования установлена резко выраженная неоднородность состава, наблюдаемая в виде светлых тонких кайм вокруг темных участков прямоугольной формы (рис. 1б). Более светлые в отраженных электронах участки обогащены ВаО и Al_2O_3 , темные – SiO_2 , K_2O и FeO , то есть в пределах одного зерна могут присутствовать флогопит и бариевый флогопит (последний количественно значительно уступает обычному флогопиту), который развивается по границам пластинок обычного флогопита, замещая его. Количество ВаО в слюде из трубок Манчары и Апрельская меняется от 0,00 до 10,54 и от 0,00 до 9,27 мас. %, а K_2O от 6,72 до 10,60 и от 6,83 до 9,78 мас. % соответственно (табл.). С увеличением содержания ВаО в слюде уменьшается количество K_2O . Такая зависимость, обусловлена тем, что барий изоморфно замещает калий по схеме $Ba^{2+} Al^{3+} \rightarrow K^{+} Si^{4-}$. В бариевом флогопите в пределах чувствительности метода не установлена примесь окси-

да титана. Подобные бариевые флогопиты были диагностированы ранее в алмазонасной кимберлитовой дайке Снэп Лейк в Канаде [2], алмазонасной кимберлитовой трубке Юбилейной (Якутия) [5], а также в основной массе алмазонасных кимберлитов из района Каави-Куопио в Восточной Финляндии [2].

Таблица

Представительные микрондовые анализы флогопита (1–3) и бариевого флогопита (4–6) из основной массы кимберлитовых пород трубок Центральной Якутии

| № | Трубка | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | BaO | K ₂ O | Сумма |
|---|------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|-------|------------------|-------|
| 1 | Апрельская | 39,35 | 1,88 | 12,67 | 6,09 | 24,29 | 0,00 | 9,78 | 94,06 |
| 2 | Манчары | 41,44 | 0,31 | 7,57 | 9,11 | 28,36 | 0,00 | 10,60 | 97,39 |
| 3 | Манчары | 41,72 | 0,94 | 9,4 | 7,31 | 24,84 | 0,00 | 10,03 | 94,24 |
| 4 | Апрельская | 31,41 | 0,00 | 18,67 | 5,58 | 21,08 | 9,27 | 6,83 | 94,55 |
| 5 | Манчары | 33,53 | 0,00 | 16,48 | 2,54 | 23,64 | 10,08 | 6,77 | 96,57 |
| 6 | Манчары | 34,48 | 0,00 | 16,26 | 3,63 | 24,77 | 10,54 | 6,72 | 96,40 |

Чтобы подтвердить генетическую принадлежность изученных пород состав флогопитов (без примеси BaO) был нанесён на диаграмму Al₂O₃ – FeO-общее, предложенную Р. Митчеллом (рис. 2а). Флогопиты трубок Манчары и апрельская характеризуются довольно невыдержанным составом, что свидетельствует о нестабильных условиях их кристаллизации. Большая их часть сгруппировалась вблизи оранжеитового и лампроитового трендов, частично попадая в область слюд из оранжеитов, и несколько анализов попало в область слюд ультраосновных лампрофиров. На диаграмме n – d, предложенной С.А. Коренбаумом (рис. 2б), показывающей соотношение общей глинозёмности ($n = (Al - 1) / 2$) и мерой кремнезёмности слюды при заданной общей глинозёмности ($d = n + Si - 3$), также видно, что фигуративные точки составов флогопита, в большинстве случаев, попадают в поле аналогов из ультраосновных пород и частично локализируются в полях лампроитов и карбонатитов, значительно отличаясь по составу от мегакристаллов флогопитов из трубки Манчары.

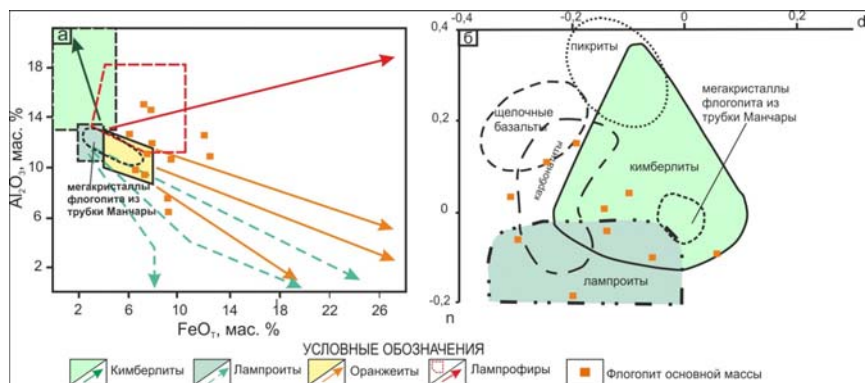


Рис. 2. Соотношение в составе флогопитов из основной массы трубок Центральной Якутии: а – содержания Al_2O_3 и FeO [5], б – кристаллохимических параметров n и d [1].

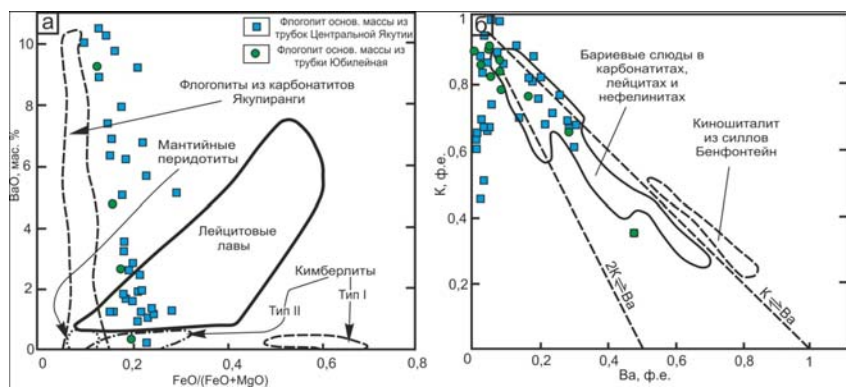


Рис. 3. Диаграмма составов флогопитов основной массы трубок Центральной Якутии и трубки Юбилейная в координатах: а) $BaO - FeO/(FeO+MgO)$ [4]; б) $K - Ba$ [5]

На диаграмме $BaO - FeO/(FeO+MgO)$, предложенной Дж. Гаспаром [4] (рис. 3а), бариевые флогопиты из трубок Центральной Якутии образуют единое поле составов с бариевыми флогопитами из алмазонасной трубки Юбилейная [5]. Два зерна, содержащих около 0,3

мас.% ВаО – одна из трубки Апрельская и одна из трубки Юбилейная, попали в поле слюд из кимберлитов типа II, отличающихся повышенной магнезиальностью. На диаграмме К – Ва (ф.е.), предложенной Р. Митчеллом (рис. 3б), бариевые флогопиты трубок Центральной Якутии и трубки Юбилейная также образуют единое поле, частично попадая в поля слюды из карбонатитов, лейцитов и нефеленитов.

Таким образом, изучение флогопита основной массы кимберлитовых пород трубок Центральной Якутии показывает, что он кристаллизовался в позднемагматический этап. Бариевые флогопиты, по составу близки к слюдам с высоким содержанием бария из карбонатизированных кимберлитовых брекчий трубки Юбилейная и образуют с ними единое поле составов, что вероятно может свидетельствовать о близких условиях кристаллизации слюды.

По всей видимости, высокобариевые слюды из трубок Центральной Якутии были сформированы на постмагматическом этапе кристаллизации кимберлита и являются продуктами взаимодействия остаточных расплавов-растворов карбонатного состава с магматической слюдой.

Литература:

1. Коренбаум С. А. Типоморфизм слюд магматических пород. – М.: Наука. 1987. 144 с.
2. Мальков Б.А., Филиппов В.Н. Барофлогопит и акцессорный пирофанит в алмазоносном кимберлите из трубки Ермаковской-7 на Кольском полуострове // Вестн. ИГ КНЦ УрО РАН. 2005. т. 128. № 6. С.5-10.
3. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Заякина Н.В. Особенности состава кимберлитов Хомпу-Майского поля по результатам полуколичественного рентгенофазового анализа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 1-3 апреля 2014 г. – Якутск : Изд-во СВФУ. 2014. С.341-345.
4. Gaspar J. C. and Wyllie P. J. Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil // American Mineralogist. 1982. V. 67. P.997-1000.
5. Mitchell R. H. Kimberlites, orangeites, and related rocks // New York. Plenum Press. 1995. 156 p.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФЛОГОПИТА МЕГАКРИСТАЛЛОВ И КСЕНОЛИТОВ СЛЮДИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБКИ МАНЧАРЫ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Опарин Н.А.¹, Олейников О.Б.¹, Бабушкина С.А.^{1,2}

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; nik3256-1989@yandex.ru*

²*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск*

Флогопит – типоморфный минерал кимберлитовых пород. В кимберлитовой брекчии и порфировом кимберлите трубки Манчары, открытой геологами ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология» в 100 км к югу от г. Якутска в 2007 г., он присутствует и в виде редких мегакристаллов и чешуек в основной массе, сложенной серпентином, кальцитом, перовскитом, апатитом, стронциевым апатитом и минералами переменного состава магнетит-хромшпинелид и андрадит-шорломит, а также в ксенолитах слюдитов. Оливин в породах нацело серпентинизирован и карбонатизирован. Таким образом, флогопит в этих породах является одним из редких первичных минералов, по которым можно восстановить их эндогенную историю формирования.

Было отобрано 13 крупных зерен слюды размером от 1 до 1,7 см с интервала от 125 до 212,4 м из двух скважин. Дальнейшее изучение на микрозонде Camebax μ micro и сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV фирмы Jeol показало, что мегакристаллами являются лишь 11 из них, а два оставшихся – сегрегации флогопитов в ксенолитах слюдитов.

Мегакристаллы слюды размером от 1 до 1,7 см резербованы по краям серпентином. В ассоциации с серпентином наблюдаются ксеноморфные зерна апатита (рис. 1). Мегакристаллы флогопита характеризуются повышенной магнезиальностью ($MgO > 23$ мас. %), переменными содержаниями FeO , Al_2O_3 и Cr_2O_3 и в виде примеси содержат оксид бария (от 0,01 до 1,81 мас. %) (табл. 1). Дж. Доусон и К. Смит выделили две главные группы мегакристаллов – высокохромии-

стые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 0,5$; $\text{TiO}_2 < 1$ и $\text{FeO} < 3,7$ мас. %) и низкохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,5$; $\text{TiO}_2 > 0,6$ (до 2); $\text{Al}_2\text{O}_3 < 12$ и $\text{FeO} > 3,7$ мас. %) [2].

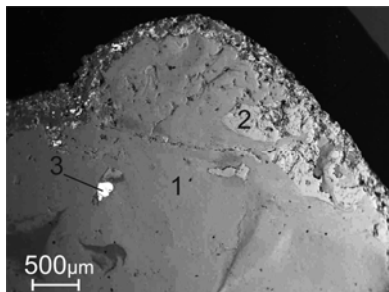


Рис. 1. Край мегакристалла флогопита. Цифрами: 1 – флогопит, 2 – серпентин, 3 – апатит. ВЕI

Таблица 1

Представительные микрозондовые анализы мегакристаллов флогопита кимберлитовых пород трубки Манчары

| Ок-сиды | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Cr_2O_3 | FeO | MgO | BaO | K_2O | Сумма |
|---------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|----------------------|-------|
| 1 | 41,21 | 1,24 | 11,53 | 0,01 | 5,59 | 23,94 | 0,12 | 11,07 | 94,71 |
| 2 | 42,47 | 0,45 | 11,69 | 0,65 | 2,85 | 26,06 | 0,32 | 10,84 | 95,33 |

Часть мегакристаллов (6 зерен) флогопита из тр. Манчары относятся к низкохромистым разновидностям (содержания Cr_2O_3 от 0,01 до 0,25; TiO_2 от 0,75 до 2,00; Al_2O_3 от 10,12 до 11,95 и FeO от 4,33 до 6,32 мас. %). Остальные 5 зерен попадают в группу высокохромистых (содержания Cr_2O_3 от 0,51 до 0,78; TiO_2 от 0,71 до 2,00; Al_2O_3 от 10,12 до 11,95 и FeO от 4,33 до 6,32 мас. %), для которых характерны более высокие содержания оксида бария (до 0,45 мас. %) по сравнению с низкохромистыми (до 0,12 мас. %), за исключением одного зерна в котором отмечается до 1,81 мас. % BaO . По мнению Дж. Доусона и К. Смита высокохромистые мегакристаллы по составу близки к первичным слюдам из ксенолитов лерцолитов и, возможно, происходят из них. Это очень хорошо прослеживается на диаграмме $\text{BaO} - \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (рис. 2а), предложенной Гаспаром Дж. [4], где фигуративные точки составов высокохромистых слюд попадают в поле

флогопита из мантийных перидотитов. Низкохромистые разности находятся в полях слюд из кимберлитов типа II, отличающихся повышенной магниальностью, что подтверждается их положением на диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$ (рис. 2б) [3], где фигуративные точки их составов попадают в поле мегакристов кимберлитовых пород, а высокохромистые разности остаются в области мегакристаллов из ксенолитов перидотитов.

Ксенолиты слюдитов сложены разноориентированными пластинками (до 0,3 см) и призматическими в срезе кристаллами (до 0,5 см) флогопита с резорбированными серпентином краями. Они были отобраны из пород с интервала глубин 146-186 м (рис. 3). Для всех зерен слюды характерна зональность (рис.3). Межзерновое пространство выполнено серпентином с редкими ксеноморфными зернами апатита. Химически зональный флогопит является бариевым. В его зернах методом электронного микрозондирования была зафиксирована резко выраженная неоднородность по составу, проявляющаяся в виде смены светлых с высоким (до 14,63 мас. %) и темных участков (зон) с более низким (до 4,84 мас. %) содержанием BaO.

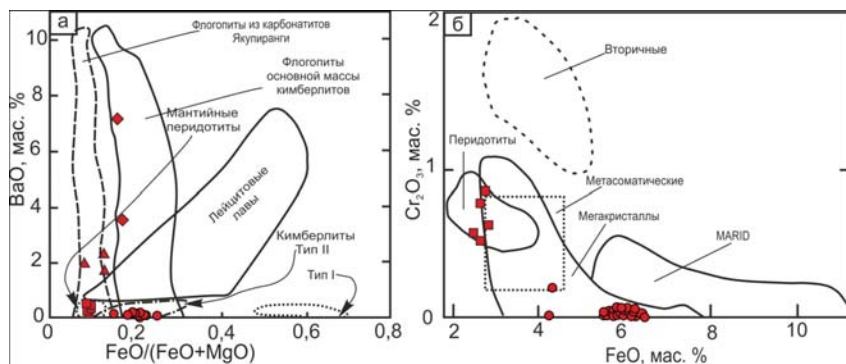


Рис.2. Особенности распределения BaO – FeO/(FeO+MgO) [4] и $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ [3] в мегакристаллах флогопитах кимберлитовых пород трубки Манчары

Треугольниками показаны низкобариевые, ромбами высокобариевые флогопиты ксенолитов слюдитов, кружками – низкохромистые, квадратами – высокохромистые флогопиты мегакристаллов.

Таблица 2

Представительные микрозондовые анализы мегакристаллов флогопита с различным содержанием ВаО из ксенолитов слюдитов в кимберлитовых породах трубки Манчары

| Оксиды | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | BaO | K ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|------------------|-------|
| 1 | 37,91 | н.о. | 14,82 | н.о. | 4,58 | 26,09 | 4,27 | 9,53 | 97,21 |
| 2 | 35,79 | н.о. | 17,06 | н.о. | 3,66 | 24,47 | 4,84 | 10,02 | 95,84 |
| 3 | 34,61 | н.о. | 18,88 | н.о. | 4,78 | 25,98 | 8,32 | 6,21 | 98,78 |
| 4 | 25,59 | н.о. | 19,63 | н.о. | 4,41 | 23,97 | 14,63 | 5,66 | 97,89 |

Примечание: н.о. – содержание не обнаружено

Также для бариофлогопита из ксенолитов характерно отсутствие примесей оксидов титана и хрома (табл. 2). Микрозондовое сканирование по линии, секущей зоны идиоморфного призматического кристалла, фиксирует различия в содержании оксида бария между зонами и свидетельствует о выдержанности концентраций ВаО в пределах каждой отдельной зоны (рис. 3.б). Краевая зона содержит более низкие содержания оксидов бария и алюминия, чем центральная, для которой характерны более высокие концентрации калия и кремния. Подобные бариофлогопиты были диагностированы в оливинитах Гулинского массива [1], где они находятся в ассоциации с титаномagnetитом и апатитом, близкой к ассоциации в трубке Манчары. Когарко Л.Н. и др. связывают возникновение высокобариевой слюды с близосолидусными расплавами с аномально высокими Ва/К отношениями, имеющими карбонатный состав, и которые, по всей вероятности, являются агентами бариевого метосоматизма. По мнению Когарко Л.Н. и др. высокобариевый флогопит появляется на ранних стадиях магматического процесса, вследствие того что коэффициент распределения бария для слюды значительно выше чем калия, а в дальнейшем захват бария слюдой приводит к снижению отношений ВаО/К₂O [1]. Результатом этого захвата, по всей видимости, и является появление зон с

различным содержанием ВаО во флогопите ксенолитов слюдитов трубки Манчары.

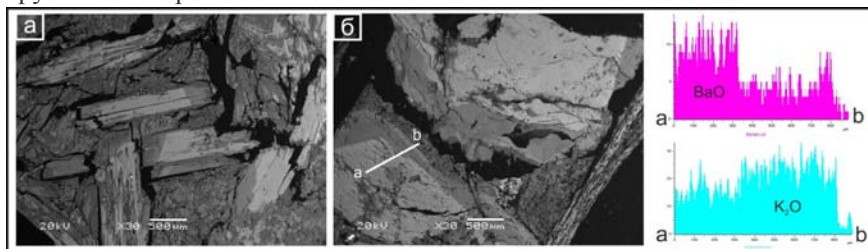


Рис. 3. Бариевый флогопит с различным содержанием ВаО в ксенолитах слюдитов (более темные участки с пониженным содержанием оксида бария, более светлые – с повышенным)

а) – идиоморфные зональные пластинки слюды; б) – резорбированные зональные идиоморфные призматические кристаллы; ab – линия сканирования через зоны с различным содержанием ВаО, справа - диаграммы содержаний оксидов бария и калия вдоль линии ab. BEI.

Таким образом, согласно полученным данным, можно утверждать, что мегакристаллы флогопита из трубки Манчары представлены двумя группами – низкохромистыми, которые попадают в поле слюд кимберлитов (рис. 2) и высокохромистыми, которые, судя по всему, являются первичными слюдами и происходят, возможно, из ксенолитов лерцолитов. Впервые в кимберлитовых породах трубок Центральной Якутии в ксенолитах слюдитов был диагностирован бариевый флогопит. Высокобариевая разновидность является ранней генерацией и, вероятно, образовалась в условиях, близких с условиями образования бариофлогопитов основной массы. А низкобариевая – поздней [1], и, судя по всему, формировалась в условиях, близких к условиям образования слюды из карбонатитов, в поле которых попадают фигуративные точки ее составов (рис. 2а).

Литература:

1. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д., Кузьмин Д. В. Высокобариевая слюда в оливинитах Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирь) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С.1572–1579.

2. Dawson J. B., Smith J. V. Occurrence of diamond in a mica-garnet lherzolite from kimberlite. Nature (London). 1975. P. 580–581.

3. Dawson J. B., Smith J. V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. P. 309–323.

4. Gaspar J. C. and Wyllie P. J. Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil // American Mineralogist. 1982. V. 67. P. 997–1000.

ДИССИМЕТРИЯ-СИММЕТРИЯ ВЕРШИННЫХ СРОСТКОВ НА СКЕЛЕТНЫХ КРИСТАЛЛАХ ГРОССУЛЯРА ИЗ ВИЛЮЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АХТАРАНДИТА

Павлушин А.Д.^{1,2}

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru*

²*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск*

Совокупности вершинных обособлений генерированных одним центром роста кристалла связанных между собой элементами симметрии образуют кристаллические скелетные постройки – вершинники. Описание вершинных форм скелетных кристаллов связано с определенными трудностями в выборе методики и системных походов [4]. Прекрасным полигоном для апробирования методов описания вершинных форм могут служить высокосимметричные минералы, например, такие как гранат, из широко известного Вилюйского месторождения ахтарандита, где есть возможность изучать многочисленные метакристаллы гроссуляра скелетного облика. Вершинные кристаллы гроссуляра представлены комбинациями разнонаправленных вершинных пучков обозначенных по номенклатуре И.И.Шафрановского, В.А.Мокиевского [5] в соответствии с точечной симметрией символами :100;, :111;, :110; эквивалентных им вершин гранной формы тетрагонтриоктаэдра {211} (рис. 1а).

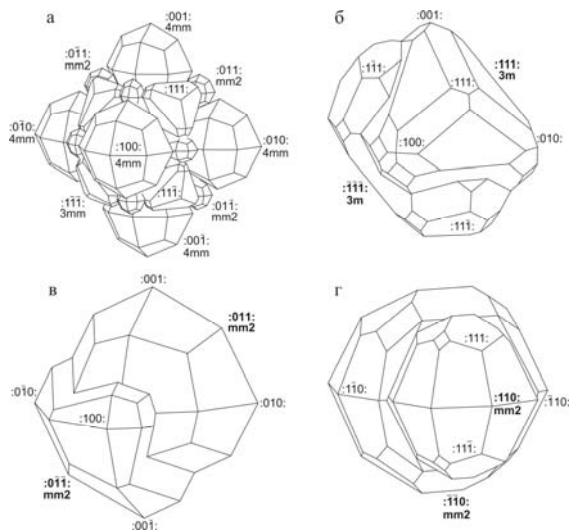


Рис. 1. Примеры вершинных форм кристаллов гроссуляра. Симметрия консолидированных вершинных сростков показана жирным шрифтом.

Одной из важных характеристик элементов скелетных построек является симметрия отдельных вершинных пучков слагающих вершинник и его собственная совокупная симметрия. В изометричных кристаллах гроссуляра под его полногранной зоной обнаружена хорошо развитая скелетная дендритовидная постройка представляющая собой комбинацию вершинных пучков с соответствующими видами ложной симметрии $:100: (4mm) + :111: (3m) + :110: (mm2)$ (рис. 1а), совокупная симметрия вершинника – $m3m$. Избирательное развитие обозначенных вершинных пучков, а также их консолидированные срастания приводят к появлению вершинников имитирующих двойники прорастания (невозможные для симметрии граната) и параллельные сростки кристаллов. Уникальный случай симметрии-диссимметрии сростков отдельных элементов вершинников кристаллов гроссуляра можно рассматривать двояко – как систему срастаний эквивалентных либо неэквивалентных индивидов опираясь на вывод симметрии двойниковых, параллельных и незакономерных сростков

опубликованный Е.П. Макагоновым [2] и развитый в работах В.А. Мокиевского и других авторов.

Диссимметрия при срастании элементов вершинников граната происходит по принципу симметризации-диссимметризации Шубникова-Кюри [1] сформулированному для систем или наборов факторов приводящих к понижению общей их симметрии (исчезновению отдельных элементов симметрии частей входящих в систему, что по аналогии означает диссимметризацию сростка кристаллов) или же появлению в системе частей новых элементов симметрии (в нашем случае происходит симметризация сростка кристаллов). В отличие от формул диссимметризации полученных для эквивалентных и неэквивалентных индивидов в двойниках прорастания с единым геометрическим центром [1, 2], вполне применимых и к трехмерным совокупностям вершинных скелетных форм, для интерпретации срастаний смежных элементов вершинников необходимо произвести вывод групп диссимметрии сростков неэквивалентных индивидов. Отмечено, что они в свою очередь являются группами или подгруппами симметрии двойников прорастания [2]. Для парных сочетаний симметрий $4mm$, $3m$, $mm2$ элементов вершинников граната $:100$., $:111$., $:110$: группы диссимметрии не превышают уровней $mm2$, m , 1 . Однако срастания элементов вершинников состоящих из трех и более субиндивидов в основном приводят к симметризации их системы. Например, как показано на рис. 1б для срастаний вершинников $:100:+:010:+:001$: и $:1\bar{1}1:+:111:+:11\bar{1}$: (табл.) это приводит к появлению их общей симметрии $3m$. Вся вершинная постройка также имеет общие элементы симметрии объединенные осью симметрии 3-го порядка, а ее совокупная симметрия отвечает группе $3m$, либо, при равном развитии консолидированных вершинников $:111$: и $:1\bar{1}1\bar{1}$., достигает уровня симметрии группы $\bar{3}m$. В описанном случае наблюдаются вершинники напоминающие двойники срастания по шпинелевому закону (рис. 1, б) представляющие собой комбинацию развитых из одного центра роста в полярных направлениях вершинных пучков $:111:+:1\bar{1}1\bar{1}$: ограненных $\{211\}+\{110\}$.

Таблица

Некоторые типы симметрии-диссимметрии консолидированных сростаний элементов вершинников отмеченные на скелетных кристаллах гроссуляра

| Элементы вершинников | Виды симметрии элементов вершинников | Совокупная симметрия |
|--------------------------------------|--------------------------------------|----------------------|
| :100:+:010:+:001:+:00 Г :+:0 Г 0: | 4mm+4mm+4mm+4mm+4mm | 4mm |
| :100:+:111:+:11 Г :+:1 Г Г :+:1 Г 1: | 4mm+3m+3m+3m+3m | 4mm |
| :100:+:101:+:110:+:10 Г :+:1 Г 0: | 4mm+mm2+mm2+mm2+mm2 | 4mm |
| :100:+:010:+:001: | 4mm+4mm+4mm | 3m |
| :1 Г 1:+: Г 11:+:11 Г : | 3m+3m+3m | 3m |
| :001:+:010: | 4mm+4mm | mm2 |
| :100:+:00 Г :+:0 Г 0:+: Г 00: | 4mm+4mm+4mm+4mm | mm2 |
| :100:+:111:+:010:+:1 Г 1: | 4mm+3m+4mm+3m | mm2 |
| :111:+:11 Г : | 3m+3m | mm2 |
| :111:+:110:+:11 Г : | 3m+mm2+3m | mm2 |
| :1 Г 0:+: Г 10: | mm2+mm2 | mm2 |
| :100:+:111:+:010: | 4mm+3m+4mm | m |
| :100:+:111: | 4mm+3m | m |
| :100:+:110: | 4mm+mm2 | m |

Также наблюдаются вершинники :011: симметрии mm2 имитирующие двойники сростания по (011) (рис. 1, в, табл. 1). Последние образовались за счет слияния смежных вершинных пучков :100: посредством развития общих граней {211}. Совокупная симметрия вершинника в данном случае отвечает группе mm2. Элементы вершинников :111: и :110: также образуют парные смежные и реже диаметрально ориентированные сростки. Один из примеров вершинника на котором одновременно присутствует обе комбинации сростаний показан на рис 1 г. Сросток смежных вершинных пучков :111:+:11 Г : слагает консолидированный вершинник :110: симметрии mm2 (см. табл.). В свою очередь диаметрально ориентированные вершинные пучки :1 Г 0: + : Г 10: образуют в скелетном кристалле крупный субиндивид

симметрии $mm2$. Совокупная симметрия скелетного кристалла также отвечает симметрии $mm2$.

Таким образом, консолидация срастающихся вершин скелета приводит к образованию вершинных обособлений, которые можно обозначить как комбинации вершинных форм со свойственной им новообразованной внешней симметрией и подчиненными ложными формами огранки. В результирующей симметрии таких сростаний, в соответствии с основополагающим принципом диссимметрии Кюри, сохраняются лишь те элементы симметрии, которые являются общими для их вершинных пучков. Вершинные обособления целесообразно обозначить, используя номенклатуру символов И.И.Шафрановского, В.А.Мокиевского [5]. Схема их описания сводится к последовательному перечислению индексов консолидированных друг с другом вершинных пучков, а вспомогательную роль в качестве привязки выполняют кристаллографические плоскости и оси, в которых лежат отмеченные вершины.

Литература:

1. Копчик В.А. Принципы симметризации-диссимметризации Шубникова-Кюри для составных физических систем // Проблемы современной кристаллографии. М. Наука, 1975. 42-60 с.
2. Макагонов Е.П. Симметрия сростков. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 52 с.
3. Павлушин А.Д., Галускин Е.В., Галускина И.О. Вершинники кристаллов граната // Материалы международного симпозиума "Минералогические музеи". СПб.: НИИЗК, СПбГУ. 2002. С. 288-289.
4. Павлушин А.Д. Применение номенклатуры вершинных форм кристаллов на примере индивидов гроссуляра из Виллойского проявления ахтарандита (Якутия) // Материалы Международной научной конференции, посвященной 300-летию Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН. 21-24 ноября 2016 г., Москва, 2016. С. 130-132.
5. Шафрановский И.И., Мокиевский В.А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов // Записки ВМО. 1956. Ч. 85, В. 2. С. 172-186.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РОСТА И РАСТВОРЕНИЯ КРИВОГРАННЫХ КУБИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА ИЗ РОССЫПЕЙ АНАБАРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Павлушин А.Д.^{1,2}, Зедгенизов Д.А.^{2,3}, Пироговская К.Л.¹

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

³*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

В последнее время наблюдается повышенный интерес к алмазам кубического облика из россыпей северо-востока Сибирской платформы [5]. Кроме наличия желто-оранжевой окраски, кубоиды II разновидности отличаются изотопными значениями углерода промежуточного ($\delta^{13}\text{C} -11,5-13,50\text{‰}$) состава выделяясь на фоне «изотопно-тяжелых» I и «изотопно-легких» кристаллов V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову [2]. Характерной особенностью разновидностей алмазов входящих в данную ассоциацию является кривогранная поверхность и близкая к округлой форма растворения кристаллов. Доминируя в морфологии алмазов I разновидности представляющих округлые скрытослоистые додекаэдрониды «уральского» типа подобный рельеф поверхности остается характерным и для кристаллов III, V разновидностей, что подчеркивает их генетическое родство и, вероятно, общую историю сосуществования на последних этапах формирования внешней огранки индивидов за счет резорбции в процессе транспортировки к поверхности земной коры. Основной целью настоящего исследования являлось проследить эволюцию роста и кристалломорфологические ряды переходных форм растворения природных кристаллов кубического габитуса к кривогранным гексаэдронидам алмаза. Для установления вероятных взаимосвязей между внешней морфологией роста и растворения кубических кристаллов с их внутренним строением из обширной коллекции алмазов были отобраны кристаллы кубической формы и округлые кубоиды алмаза, извлечен-

ные из промышленных россыпей Анабарского алмазоносного района: Эбелях, Маят, Моргогор.

В ходе изучения особенностей секториального и зонального строения кубоидов II разновидности в кристаллах нами зафиксированы следующие онтогенетические области и соответствующие им этапы эволюции роста: микроблочные мозаичные кубоиды с дефектами образованными по механизму ротационной пластичности – кубоиды с линейными трансляционными деформациями – кубоиды и антискелетные формы куба сложенные октаэдрическими слоями роста – плоскогранные октаэдры. Последовательное изменение формы роста плоскогранных кристаллов сменявшихся затем скелетными формами, дендритами и агрегатами поликристаллических сростков связанное с постепенным увеличением пересыщения в среде кристаллизации показано в экспериментальных работах по выращиванию синтетических кристаллов алмаза [3]. Полученный результат позволяет также говорить о увеличении степени дефектности кристаллов алмаза с ростом пересыщения и постепенном перерождении в ходе кристаллизации индивидов в агрегаты. В природных условиях логичной представляется цепь событий связанных с падением пересыщения в кристаллообразующей среде, что мы и наблюдаем в эволюционных рядах морфологии роста кубоидов алмаза.

По комплексу кристалломорфологических признаков можно предположить генетическое родство кубических алмазов II разновидности и округлых гексаэдроидов II разновидности – переходных форм к додекаэдроиду – конечной форме растворения алмаза. Подобие их внутреннего строения позволяет говорить о сходстве условий кристаллизации индивидов данных морфологических типов и разделившем их эволюцию период постгенетического растворения. Ряд кристаллов II разновидности с характерной для растворения кривогранной формой полностью утратили внешнюю зону с оранжевым свечением или частично сохранили ее реликты на периферии ростовой зональности кристаллов. Дифференциация их типоморфных свойств, последовавшая в посткристаллизационный период растворения, позволяет предположить несколько коренных источников алмазов с разной глубиной

заложения в мантии либо многофазность внедрения транспортера алмазов [5].

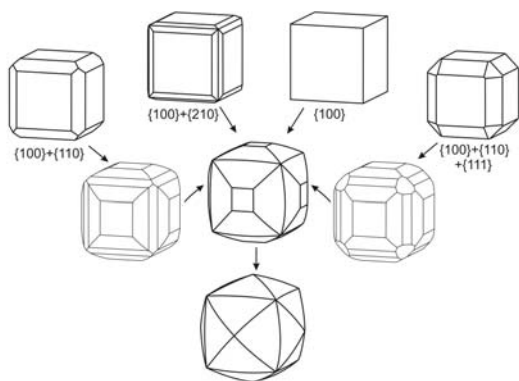


Рис. Эволюционные ряды форм растворения кубических кристаллов II разновидности в зависимости от первоначальной огранки кристаллов.

Наблюдавшиеся формы кристаллов выделены жирными линиями, предполагаемые формы растворения показаны тонкими линиями

В подтверждение экспериментальных данных по растворению алмазов в водосодержащих силикатно-карбонатных расплавах [4] среди изученных растворенных форм кубоидов II разновидности наблюдалась лишь одна основная переходная форма от исходных плоскогранных форм роста кристаллов к конечной форме растворения – кривогранному тетрагексаэдрю. Данной формой является комбинация кривогранного тетрагексаэдроиды с реликтовыми гранями плоскогранного куба. Исходя из построенной авторами принципиальной схемы эволюции форм растворения природных алмазов кубического габитуса (рис.) следует, что кристаллы ограненные плоскостями куба и комбинационными формами куба и тетрагексаэдроиды без каких либо дополнительных переходных форм трансформируются в данный тип комбинационного многогранника. Основным различием между такими индивидами является соотношение развития граней куба и тетрагексаэдроиды, площадь которого увеличивается в зависимости от

повышения степени растворения. Однако, среди форм роста кубоидов обнаружены также кристаллы ограненные плоскостями куба с псевдогранями ромбододекаэдра, а также комбинационные формы куба, октаэдра с ложными гранями ромбододекаэдра (см. рис.). Растворение кристаллов перечисленных видов комбинационных форм на начальных этапах появления кривогранных поверхностей тетрагексаэдроида может происходить с сохранением реликтов перечисленных граней, но среди изученных кристаллов подобные формы, не были обнаружены. Таким образом, мы вынуждены их отнести к гипотетическим формам растворенных кубоидов, либо допустить, что в ходе растворения формы ромбододекаэдра быстро исчезали из огранки и заместились общей для всех изначальных вероятных форм роста переходной формой растворения - комбинацией кривогранного тетрагексаэдроида с реликтовыми, частично растворенными кубическими гранями.

Таким образом, в результате изучения внешней и внутренней морфологии алмазов II разновидности из россыпей Анабарского района прослежена эволюция форм растворения кристаллов формы близкой к плоскогранному кубу $\{100\}$, и комбинационных форм роста с доминирующими гранями куба $\{100\}+\{110\}$, $\{100\}+\{210\}$, $\{100\}+\{110\}+\{111\}$. Установлено, что независимо от начальной формы роста кубических кристаллов, основной переходной формой растворения является комбинационная форма с реликтовыми гранями куба и кривогранными поверхностями тетрагексаэдроида. Округлый тетрагексаэдроид замыкает все рассмотренные эволюционные ряды и, по-видимому, представляет собой конечную форму растворения кубоидов алмаза II разновидности.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (16-17-10067)

Литература:

1. Кухаренко А.А. Об округлых кристаллах алмаза. Ученые записки ЛГУ. 1954, Сер. геол. 4 (178). С.108-134.
2. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. М. Наука. 1984. 264 с.
3. Пальянов Ю.Н., Хохряков А.Ф., Борздов Ю.М., Сокол А.Г., Гусев В.А., Рылов Г.М., Соболев Н.В. (1997) Условия роста и реальная структура синтетического алмаза. Геология и геофизика. № 38. С.882-906.

4. Khokhryakov A.F., Pal'yanov Y.N. The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: Experimental data. American Mineralogist. 2007. 92. P.909-917.

5. Zedgenizov D.A., Kalinina V.V., Reutsky V.N., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I. (2016) Regular cuboid diamonds from placers on the northeastern Siberian platform. Lithos. 265. P.125-137.

ОЦЕНКА НАДЕЖНОСТИ ОПОИСКОВАНИЯ ПЛОЩАДИ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Пирогов С.А.

*Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), п. Айхал,
PirogovSA@alrosa.ru*

Под надежностью опоискования территории подразумевается комплексирование всех методов и прогнозных построений, на основании которых, качественно проведенный комплекс геолого-поисковых работ дает однозначную оценку бесперспективности дальнейших поисков полезного компонента.

Надежность прогнозно-поискового комплекса методов на остаточную совокупность объектов Алаakit-Мархинского кимберлитового поля (АМКП) по степени перспективности их обнаружения и рентабельности можно выделить в не обнаруженные и известные группы месторождений (рудопроявлений):

не обнаруженные – мелкие или средние по размерам малоконтрастные по индикационным свойствам и залегающие в неблагоприятных для поисков ландшафтно-геологических обстановках тела, проявляющиеся в виде локальных и узколокальных рудоперспективных участков и аномалий;

известные – мелкие и средние месторождения (рудопроявления) в пределах районов действующих горнодобывающих предприятий с малодостоверными результатами опробования (трубки Файнштейновская, Радиоволновая, Алаkitская, 30-лет Айхала, Снежинка и др.), целенаправленное доизучение которых до настоящего времени не

рассматривалось с позиций возможной эксплуатации, но в современных экономических условиях и районных кондициях может обеспечить минерально-сырьевую базу предприятия еще на несколько лет.

Фактически, на основе обобщения и систематизации результатов горно-буровых, шлихо-минералогических, геофизических и геохимических работ, структурно-тектонических, минералогических и геолого-экономических критериев и предпосылок, оценка надежности опосредованного Алакит-Мархинского кимберлитового поля сводится к непропуску минимально-промышленного поискового объекта, эксплуатация которого в данных конкретных горно-геологических условиях минимально рентабельна [6].

Геолого-экономические критерии базируются на наличии идентифицированных ореолов МИК не связанных с известными кимберлитовыми телами и статистической вероятности принадлежности потенциального кимберлитового тела к месторождениям. В пределах площади Алакит-Мархинского кимберлитового поля выявлено 93 кимберлитовых тела, но к категории промышленных месторождений относятся лишь 6 трубок (Айхал, Юбилейная, Комсомольская, Заря, Сытыканская и Краснопресненская) [4].

Структурно-тектоническое прогнозирование проявлений кимберлитового магматизма на площади АМКП достаточно устойчиво во времени, начиная с самых первых лет освоения территории поля и до настоящего времени. Все выявленные кимберлитовые тела Алакит-Мархинского кимберлитового поля расположены в зонах динамического влияния известных и прогнозируемых рудовмещающих разломов. Эти структуры достаточно уверенно трассируются по вектору линейно-цепочечного расположения кимберлитовых тел, ориентировке длинных осей трубок, даек и жил. Отмечается, что именно к этим зонам, а так же к узлам их пересечения, приурочены кимберлитовые поля [3].

Минералогические признаки являются одним из наиболее важных и определяющих факторов при выборе перспективных площадей и после всесторонней идентификации погребенных шлиховых ореолов, позволяют достаточно надежно оценивать остаточные перспективы изученной части поля, а структурно-тектонические критерии вкуче с

прямыми минералогическими признаками дают возможность обоснования выбора перспективных в поисковом отношении площадей.

Шлихо-минералогический метод является единственным методом, основанным на изучении прямых поисковых признаков, из всего комплекса методов, но в тоже время обладает весьма ограниченной точностью прогнозирования в его фактическом техническом исполнении, применительно к районам развития трапповой формации («закрытые» площади IV-V геотипа).

Традиционная технология поисков для «открытых» площадей и объектов, перекрытых маломощным плащом четвертичных образований, с применением поисковой сети бурения обеспечивает вскрытие базальных коллекторов, фиксацию количества и класса сохранности МИК. Данная методика достаточно эффективна, благодаря высокой степени сохранности шлиховых ореолов континентального происхождения, яркой контрастности магнитных аномалий трубчатого типа, визуальных отличий кимберлитовых пород [1]. Совершенно другая ситуация наблюдается в районах развития терригенных перекрывающих отложений и интенсивного траппового комплекса, где устанавливается неоднократное переотложение МИК из древних коллекторов в более молодые, проявляются морские условия образования коллекторов с сильным истиранием и измельчением МИК, смешение МИК и алмазов из разновозрастных и разнородных первоисточников и коллекторов [5].

В настоящее время остаточные перспективы Алакит-Мархинского кимберлитового поля связаны с погребенными шлиховыми ореолами минералов-индикаторов кимберлита хорошей сохранности, которых в пределах поля установлено свыше 70. Но из них лишь 22 ореола, с той или иной степенью надежности, идентифицированы по составу гранатов с известными коренными источниками. Все остальные ореолы на настоящий момент времени не идентифицируются с известными кимберлитовыми телами, и при этом наибольший поисковый интерес среди них представляют ореолы с повышенным содержанием пиропов алмазной ассоциации, характеризующими потенциальную связь с высокоалмазоносными и умеренноалмазоносными коренными источниками. Наверное, сегодня нельзя считать, что все выделенные

по площади ореолы, установленные в подошвенных горизонтах пермокарбона, сформировались поблизости от еще не выявленных коренных источников, особенно если считать, что в их формировании принимали участие не только континентальные, но и морские коллекторы. По минералогическому критерию объект поисковых работ (неизвестное кимберлитовое тело) прогнозируется по наличию первичного шлихового ореола МИК, у которого в процессе идентификации установлена связь с еще неизвестным кимберлитовым телом, а его потенциальная алмазоносность – по химическому составу гранатов из данного ореола (минералогический критерий Н.В. Соболева) [1, 5].

Прямое подсечение кимберлитового тела является единственным критерием истинности всех прогнозных рекомендаций и теоретических построений и завершает на «закрытых» и «открытых» территориях любые прогнозно-поисковые исследования.

В настоящее время, существующая методика углубки в ненарушенный карбонатный цоколь до глубины 20 метров с комплексом ГИС, в силу сложного геологического строения кимберлитового поля, морфологии кимберлитовых тел, допускает возможность пропуска поискового объекта. Кроме того, нередки случаи, когда кимберлитовое тело перекрыто крупноглыбовыми делювиальными развалами, отторгнутыми блоками вмещающих пород в теле трапповых интрузий, «kozyрьками» нависания блоков вмещающих пород, образования в кратерной части плавающих «рифов» – гигантских ксенолитов вмещающих пород (трубки Апрельская, Алакитская).

Геофизические аномалии кимберлитовой природы являются важным поисковым признаком, но при этом следует отметить, что даже в случае этих методов, доказавших свою поисковую эффективность, достаточность заверки некоторых аномалий, особенно до середины 80-годов, когда углубка во вмещающие породы скважинами составляла всего 5-10, отнесение ряда аномалий к неперспективным является спорным. Кроме того, повсеместное применение скважинной геофизики в пределах АМКП лишь с 1985 г, автоматически переводит ряд скважины, пробуренных до данного периода, в категорию скважин с недостоверной информацией по углубке в карбонатный цоколь.

На основании вышеприведенных примеров невозможно сказать о достаточной степени надежности опоисковании АМКП. Данные по опробованию площади шлихо-минералогическим методом выявили множество ореолов не связанных отчетливо с известными коренными источниками. Практически все перекрытые кимберлитовые тела АМКП обнаружены либо прямым подсечением по равномерной сети бурения, либо комплексированием шлихо-минералогических признаков, структурно-тектонических, геофизических критериев и сгущением сети в пределах ореолов МИК хорошей сохранности и зонах динамического влияния разломов [4].

Достоверность и надежность опоискования АМКП возможна после реализации работ, связанных:

- с переуглубкой скважин поискового бурения во вмещающие породы в зонах влияния трапповых интрузий с использованием комплекса ГИС;
- с проработкой выделенных шлихоминералогических аномалий (ореолов) по перспективности связи с известными кимберлитовыми телами;
- с ревизией участков бурения без проведенного комплекса ГИС;
- с доразведкой имеющегося фонда открытых кимберлитовых трубок.

Россия по добыче и объему запасов алмазов в количественном отношении (млн. кар.) занимает 1 место в мире, но при росте добычи, который происходит с 1993 года, соответствующего воспроизводства запасов не наблюдается [2].

Восполнение минерально-сырьевой базы действующих предприятий алмазодобывающего комплекса в Далдыно-Алаakitском алмазодобывающем районе является наиболее актуальной первоочередной геолого-поисковой задачей, так как в последние годы наращивание балансовых запасов сырья происходит только за счет глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений и разведки ранее выявленных кимберлитовых тел с умеренной алмазоносностью.

Литература:

1. Афанасьев В.П. Локальный прогноз месторождений алмазов: принципы и проблемы. Мирный. 2003

2. Михайлов Б.К., Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Цыганов В.А. Проблемы воспроизводства минерально-сырьевой базы алмазов России и эффективность геолого-поисковых работ. Опубликовано: «Минеральные ресурсы России» № 3. 2006
3. Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1974
4. Пирогов С.А. Проблемы применения традиционных поисковых методик по оценке остаточных перспектив Алакит-Мархинского кимберлитового поля // Сб. Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Айхал: Материалы V полевого научно-практического семинара. Айхал. 2015
5. Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск: АРГА. 2008
6. Цыганов В.А. Надежность геолого-поисковых систем. М.: Недра. 1994.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНЫХ АЛМАЗОВ II МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ РАЗНОВИДНОСТИ АНАБАРСКОГО РАЙОНА

Пироговская К.Л.¹, Молотков А.Е.¹, Зедгенизов Д.А.²

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; pir-ksenya@yandex.ru*

²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; zed@igm.nsc.ru*

Бассейн р. Эбелях является крупным районом россыпной алмазности с неустановленным коренным источником. В Анабарском алмазоносном районе сосредоточено 64,2 % запасов россыпных запасов России, в том числе 52,3 % в бассейне р. Эбелях. [3] Но алмазы из северных россыпей не характерны для ближайших коренных источников и не встречаются в трубках Якутской алмазоносной провинции. [2]

Достоверные данные о коренных источниках можно получить, раскрыв информацию, которую содержит в себе сам алмаз. Из коллекции алмазов россыпных месторождений бассейна р. Эбелях для исследования типомофных свойств отобраны 35 кристаллов II минералогической разновидности. Кристаллы искажены в той или иной степени, частично прозрачны или не прозрачны. Кубоиды изометричной формы встречаются редко. Шесть кубоидов (6021, 6052, 6053, 6063, 6072, 6078) содержат вросстки октаэдрических алмазов. На поверхности граней можно наблюдать черепитчатую, шестоватую, каплевидную скульптуры, реже блоковую. Сноповидная и занозистая штриховка. Наблюдаются каналы травления, впадины в виде тетрагонов и тригонов. Больше половины коллекции кристаллов имеют множество мелких трещин, идущих от поверхности вглубь. Кристаллы этой группы имеют желтую окраску. В них возбуждается желтая фотолуминесценция, в некоторых образцах она отсутствует.

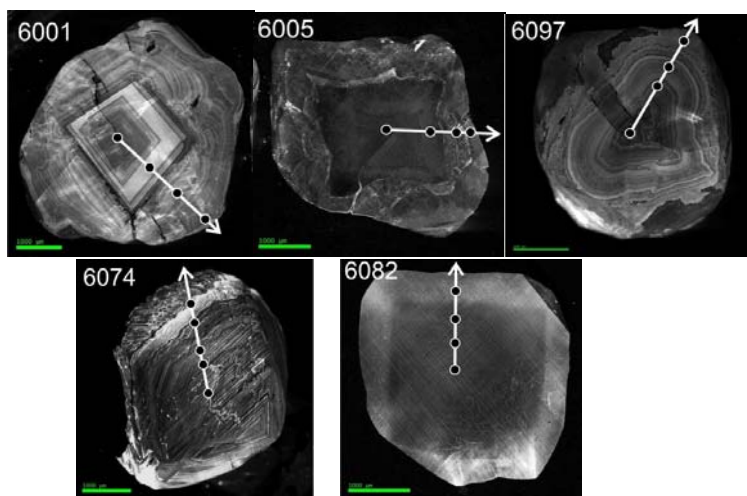


Рис. 1. Катодолуминесцентные топограммы пластинок образцов алмаза и точки снятия ИК-спектров в различных зонах роста

На первом этапе исследования проводилось изучение морфологии кристаллов методами оптической и электронной сканирующей микроскопии. Для оптической съемки использовался стереомикроскоп Olympus SZX-12, оснащенный трансфокатором с диапазоном увеличения 9 – 25 раз. Для возбуждения фотolumинесценции применялся ультра фиолетовый осветитель ОИ – 19.

После полученных методом полировки/распила пластинки (толщиной 0,1 – 0,3 см), было изучено внутреннее строение кристаллов методом съемки катодolumинесцентных топограмм. Главным достоинством получаемых этим способом изображений можно считать большую детальность топограммы. [4] Можно проследить эволюцию развития кристалла, наблюдая иногда очень сложные зоны роста. Съемка катодolumинесцентных топограмм проводилась на электронных сканирующих микроскопах SEM LEO 420 и JEOL JSM-6400LV. На представленных снимках катодolumинесценции можно наблюдать сложное внутреннее строение кристаллов. (рис.1) На снимках Образец 6001. Округлый кубоид алмаза с ярковыраженным центральным кубическим ядром. Четко прослеживается граница перехода в дендритовую форму роста. Вероятно произошла смена условий роста. Образец 6005. Округлый кубоид алмаза с центральной чашевидной кубоидной областью. Хорошо представлен антискелетный рост. Образец 6074 округлый кубоид алмаза с центральной октаэдрической зоной и линиями пластической деформации. Образец 6082. Округлый кубоид алмаза с зонами роста по кубу. Для образца 6097 характерен дендритовая форма роста, идущая прямо от центра кристалла.

С помощью инфракрасного спектрального комплекса состоящего из автоматизированного ИК фурье-спектрометра «ФТ-801» и инфракрасного широкодиапазонного микроскопа «МИКРАН-2» был исследован дефектно-примесный состав кристаллов алмаза (6001, 6005, 6074, 6082, 6097). Прозрачность выпиленных из центральной части кристаллов пластинок была достаточной для традиционной просвечивающей съемки. Съемка велась широким пятном ~ 0,5 мм, вдоль ростового профиля кристаллов кубического габитуса. Спектральное раз-

решение задавалось величиной 1 см^{-1} , количество сканов для каждого спектра равнялось 40. Диапазон съемки $700 - 5000 \text{ см}^{-1}$.

Расчет концентраций агрегированного азота в формах А и В1 производился по устоявшейся отечественной методике [1] с поправками, предложенными в [5]. Нормирование интенсивностей поглощения проводилось по внутреннему эталону собственного решеточного ИК поглощения алмаза (коэффициент $12,8 \text{ см}^{-1}$, на линии 2030 см^{-1}). (рис.2).

Образец 6001. Высокое содержание микропримеси азота в центре ($N_{\text{tot(A+B)}}=1356 \text{ ppm}$), убывает к краю кристалла ($N_{\text{tot(A+B)}}=1074 \text{ ppm}$). Основной формой примеси является А дефект (от 1132 ppm в центре до 1074 ppm на краю). Уменьшение концентрации В дефектов имеет несколько большую динамику, от 224 ppm в центре до 117 ppm в промежуточной области и полным исчезновением в периферийной зоне кристалла. Коэффициент поглощения линии (1374 см^{-1}) соответствующей дефектам В2 (плейтлиц) также уменьшается к краю (7.3 см^{-1} в центре, 2 см^{-1} на краю). Линия 3107 см^{-1} соответствующая колебаниям СН связи имеет максимальные значения коэффициента поглощения в центре и на краю ($1,7 \text{ см}^{-1}$ в центре, $1,4 \text{ см}^{-1}$ на краю), в промежуточных зонах убывая от центра к периферии ($0,8 - 0,5 \text{ см}^{-1}$).

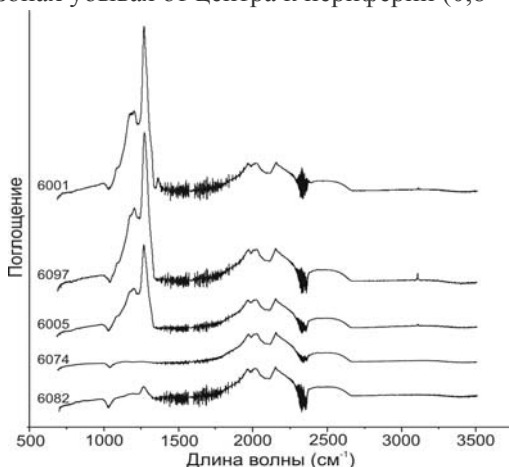


Рис. 2. ИК-спектры образцов алмаза

Образец 6005. Высокое содержание азота в центре (темный квадрат на CL топограмме) ($N_{\text{tot(A+B)}}=720$ ppm), сменяется нарастающим падением концентрации в промежуточных и крайних областях (620 ppm в промежуточной, 211-157 ppm ближе к краю). Практически не меняя картины агрегированности основная доля микропримеси азота (90-94%) содержится в А дефектах (от 677 ppm в центре до 149 ppm на краю). Коэффициент поглощения малого пика линии 3107 см^{-1} так же убывает от центра к краю ($0,9 - 0,3 \text{ см}^{-1}$).

Образец 6074. Кристалл с низким содержанием микропримеси азота. Коэффициент поглощения в однофоновной области от центра к периферии меняется слабо и бессистемно (от $0,8 \text{ см}^{-1}$ до $1,6 \text{ см}^{-1}$).

Образец 6082. Концентрация азотных дефектов, преимущественно в А форме, однородна от центра к периферии ($N_A=130$ ppm).

Образец 6097. Высокое содержание микропримеси азота в форме А дефектов. Концентрация убывает от центра к краю (1295 ppm в центре, 884 ppm на краю), не меняя картины агрегированности. Присутствует линия 3107 см^{-1} , её коэффициент поглощения также убывает к периферии ($3,5 \text{ см}^{-1}$ в центре - $2,4 \text{ см}^{-1}$ на краю). Отметим также наличие совсем небольшого пика $<0,5 \text{ см}^{-1}$ на линии 3238 см^{-1} , который присутствует как в центре, так и на периферии кристалла.

Литература:

1. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М., Наука. 1986. 220 с.

2. Горина И.Ф. // Об источниках россыпных алмазов северо-востока Сибирской платформы // Россыпная алмазоносность Средней Сибири. Л.: НИИГА. 1973. С.49-54.

3. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. // Россыпи алмазов. гл.ред. Додин Д.А., Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2007. 457с.

4. Молотков А.Е., Павлушин А.Д., Пироговская К.Л. // Позиционирование минеральных включений в онтогенических областях кристаллов природного алмаза из месторождения (трубки) имени 23 партсъезда методом совмещения оптических и электронно-микроскопических изображений. Материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск. 2016. С.244-247.

5. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентрации азота в алмазе и её практическое применение// В сб. Геологические аспекты

минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы решения. Мирный.2003. С.19-322.

ЭВОЛЮЦИЯ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА В АРХЕЕ И РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

**Попов Н.В.¹, Смелов А.П.², Березкин В.И.²,
Кравченко А.А.^{2,3}, Тимофеев В.Ф.²**

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, popovnv@ipgg.sbras.ru*

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

³*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск*

Алдано-Становой щит (АСЩ) представляет собой крупнейший выступ фундамента Северо-Азиатского кратона с широким развитием гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых провинций [8]. Длительный период становления АСЩ (3,5-1,7 млрд. лет) сопровождался неоднократными процессами метаморфизма, магматизма и деформации, что обусловило его сложное строение [11]. В настоящее время в тектонической структуре АСЩ выделяется шесть крупных блоков - составных террейнов и супертеррейнов. Три на севере щита - соответствуют крупным блокам Алданского гранулитового массива и Олекминского и Батомгского гранит-зеленокаменных террейнов. Три - на юге АСЩ, объединённые под традиционным названием Становой складчатой области. Блоки ограничены крупными разломами и зонами тектонического меланжа (ЗТМ) формаций контактирующих блоков.

Западно-Алданский составной террейн (ЗА) является наиболее обширной и гомогенной архейской провинцией, в которой преобладают ортогнейсы тоналит-трондьемитового состава (с возрастом¹ 3,20 млрд. лет), слагающие несколько крупных линейных блоков, разде-

¹ здесь и далее, возрастные оценки без специальных ссылок обоснованы в наших предыдущих публикациях [1, 12, 13]

ленных меридиональными тектонизированными поясами большой протяженности с реликтами зеленокаменных образований. Фиксируется две генерации зеленокаменных поясов: 3,3-3,2 и 3,0-2,9 млрд. лет. К последнему рубежу приурочено формирование «интрузивных» плагиогнейсов (Усть-Олдонгсинский массив). Кроме того, выявлено несколько тектонических блоков и пластин, сложенных преимущественно гранулитовыми ортопорадами - эндербито- и чарнокитогнейсами с включениями парагнейсовых толщ (3,15 млрд. лет). Заключительные архейские события фиксируются формированием крупного Чародоканского гранитоидного массива и гранитных жил 2,6 млрд. лет. Таким образом, к этому рубежу ЗА составной террейн представлял собой поздnearхейский микроконтинент (или часть континента), сформированного в результате амальгамации различных типов гранит-зеленокаменных образований. Перекрывающие терригенные толщи (2,23 млрд. лет) удоканского комплекса прорываются рапакивиподобными гранитоидами и габброидами с возрастом 1.87 млрд. лет.

Центрально-Алданский супертеррейн (ЦА) состоит из Нимнырского и Сутамского террейнов, разделенных Тимптонским надвигом с возрастом 2,3-1,9 млрд. лет. Структуры Нимнырского ортогнейсового террейна представлены гранито-гнейсовыми куполами с обрамлениями парагнейсовых толщ. Среди гранито-гнейсов обнаружены реликты кислых плагиогнейсов с возрастом 3,5-3,3 млрд. лет. В парагнейсах кварцевой формации Нимнырского террейна определены модельные Sm-Nd датировки источников их протолитов - 3,5-2,4 млрд. лет. Формационный состав этих образований и наличие данных о существовании более древнего сиалического основания может свидетельствовать об условиях их накопления сравнимых с интеркратонными бассейнами или пассивными континентальными окраинами. Формирование бассейнов, вероятно, связано с распадом неоархейского суперконтинента на рубеже 2,4-2,3 млрд. лет. В дальнейшем, в период 2,3-2,15 млрд. лет формируются вулканогенные толщи (двупироксен-плагиогнейсовая, гранат-плагиогнейсовая формации), свидетельствующие об изменении тектонических условий на сходные с режимом

активных континентальных окраин. Главное орогеническое событие для супертеррейна сопровождается метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений и приходится на период 2,1-1,9 млрд. лет.

Восточно-Алданский супертеррейн (ВА) состоит из двух террейнов Учурского и Батомгского. Учурский террейн включает в себя Суннагинский, Гонамский и Тырканский блоки, разделённые перекрывающими толщами платформенного чехла. Структурный план северной части Учурского террейна определяется чарнокитогнейсовым куполом (150 км в поперечнике) и обрамляющими парагнейсовыми гранулитовыми толщами. Отсутствие надежных изотопных данных по гнейсам инфракмплекса не позволяет определить раннюю историю террейна. Модельные Sm-Nd датировки 2,6-2,1 млрд. лет для источников протолитов пород парагнейсового комплекса и его формационный, преимущественно вулканогенный состав, могут свидетельствовать о существовании в раннем протерозое геодинамических режимов, сравнимых с активными континентальными окраинами. Верхний возрастной предел метаморфизма ориентировочно оценивается по возрасту цирконов из чарнокитов массива Емелляли – 2,01 и 1,98-2,04 млрд. лет из чарнокитов и эндербитов Суннагинского «купола» [4, 5]. Батомгский гранит-зеленокаменный террейн располагается на северо-восточной окраине Алдано-Станового щита, в виде выступа фундамента, перекрытого отложениями платформенного чехла. Плаггиогнейсы батомгской серии и ассоциирующие с ними гранитоиды связываются с формированием континентальной коры в островодужных условиях с возрастом 2,2-2,0 млрд. лет [6]. Батомгский и Учурский террейны перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями улканской серии. Возраст цирконов из риолитов серии оценивается в 1.7-1.8 млрд. лет, а возраст прорывающих их гранитов и роговообманковых сиенитов - 1.7-1.72 млрд. лет [6]. Следовательно, время окончательного совмещения террейнов определяется интервалом 2.1-1.8 млрд. лет. Террейны (блоки) Становика отделены от северной части АСЩ и между собой крупными разломами (Джелтулакский и Сутамский) и ЗТМ как прослеживающими-

ся через весь АСЦ (Амгинская и Тыркандинская), так и самостоятельными субширотными зонами (Каларская и Чогарская).

Верхне-Олёкминский террейн сложен амфиболит-гранитогнейсовым комплексом с чарнокитоидами и гранулитовыми толщами Могочинского выступа. Возраст около 1,9 млрд. лет [2], что соответствует завершающему этапу метаморфизма АСЦ. Датировки цирконов из полосчатых пироксеновых амфиболитов (габброидов?) показали 1,87 млрд. лет [2]. Это совпадает с образованием габброидов и рапакивиподобных гранитоидов, прорывающих удоканские толщи ЗА террейна. Впоследствии, породы этого террейна претерпели глубокую переработку в раннем протерозое, а также палеозое и мезозое.

Тындинский составной террейн ограничен Джелтулакским разломом с юго-запада, Амгинской ЗТМ с северо-востока и Каларской ЗТМ с севера и сложен архейскими становым и ларбинским комплексами [3, 9, 10]. Изохронный U-Pb возраст цирконов из тоналит-трондемитовых гнейсов станового комплекса 2.9 и 2.7 млрд. лет [7]. Возраст цирконов из амфиболитов гиллойского комплекса Pb-Pb методом определен в 2.1 млрд. лет, а возраст цирконов из субсогласных тел диорито-гнейсов - в 1.9 млрд. лет [7]. Судя по взаимоотношениям различных типов пород в Каларской зоне сочленения Тындинского и ЗА террейнов время их амальгамации определяется в 1,9 млрд лет. В ЗА террейне это событие фиксируется метаморфизмом в условиях зеленосланцевой – амфиболитовой фаций перекрывающего удоканского комплекса, а также внедрением гранитов кодарского комплекса. Вместе с тем, А.М.Ларин с коллегами [6] отмечают, что ранняя история Тындинского террейна отличается от ЗА и предполагают, что Тындинский террейн являлся составной частью другого позднеархейского микроконтинента.

Верхне-Зейский террейн ограничен Амгинской и Тыркандинской ЗТМ и Сутамским разломом с севера. С юга с ним контактирует Чогарский террейн. Преобладающими раннедокембрийскими образованиями террейна являются диорито- и гранито-гнейсы, интенсивно преобразованные мезозойскими гранитоидами [3, 10]. Данные по изотопному возрасту пород и процессов метаморфизма нам неизвестны.

Таким образом, террейны, слагающие структуру АСЦ претерпели различную геологическую историю, вероятно отражающую этапы становления и распада, по крайней мере, двух или трех раннедокембрийских суперконтинентов. Фрагменты, входящие в состав наиболее древних из них с возрастом 2,5-2,6 представлены ЗА и Тындинским составными террейнами. Образование суперконтинента с возрастом 2,1-1,9 приводит к формированию АСЦ как единой структуры, являющейся частью Северо-Азиатского кратона, в результате коллизии ЗА, ЦА, ВА, Верхне-Зейского, Верхне-Олёкминского и Тындинского террейнов.

Исследования выполнены по проекту ИГАБМ СО РАН № 0381-2016-0003

Литература:

1. Березкин и др. Геологическое строение центральной части Алданского Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск. Из-во СО РАН. 2015. 460с.

2. Гаврикова С.Н. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра. 1991. 171с.

3. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500000, листы О-50-А,Б,В; О-51-А,Б,В,Г; О-52-А,Б,Г; N-50-А,Б; N-51-А,Б; N-55-А,Б. Л.: ВСЕГЕИ. 1979.

4. Глуховский М.З. и др. Sm-Nd и U-Pb возраст даек метабазитов гранулитогнейсовой области Алданского щита (к проблеме длительности процессов палеопротерозойского термотектогенеза) // ДАН. 2007. Т. 412. № 6. С.788-793.

5. Глуховский М.З. и др. Новые данные об изотопном возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // ДАН. 2004. Т. 394. № 6. С.782-786.

6. Гурьянов В.А и др. Раннедокембрийские гранитоиды Батомгского выступа фундамента юго-востока Сибирской платформы: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С.23-44.

7. Ларин А.М. и др., // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. М., ГЕОС, 2000. с. 214-216.

8. Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита. // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 148-161.
9. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука. 1978. 152с.
10. Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока СССР. Масштаб 1:1500000 / Карсаков Л.П., Бирюков В.М. ДВО АН СССР. 1987.
11. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. // Автореф. дисс. ... док. геол.-минер. наук. -СПб, 2003, 78 с.
12. Смелов А.П. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск: ЯНЦ СО РАН. 2009. 168с.
13. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). / Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 572с.

МИНЕРАЛОГИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Посухова Т.В., Соколова М. А.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, posukhova@mail.ru*

На севере Якутской алмазонасной провинции давно разрабатываются богатые россыпи алмазов, источники которых не известны. На сегодняшний день существует несколько гипотез их образования [1]. Для проверки этих гипотез целесообразно проведение комплексных минералого-петрографических исследований разновозрастных рыхлых алмазонасных отложений бассейна Моря Лаптевых и сравнение их с коренными алмазонасными объектами, известными на севере Якутии.

Было проведено изучение алмазов и ассоциирующих с ними минералов комплексом минералогических методов. Объекты исследований – это шлиховые пробы из рыхлых отложений Приморского, Нижнеолёнского, Анабарского и Куонамского алмазонасных районов, исследовались шлиховые пробы из аллювия реки Малая Куонамка и из

верхнетриасовых карнийских отложений кряжа Чекановского и устья реки Булкур. Были изучены пробы гранатов из устья рек Хорбусуонка, Дебенгде и Кютюнгде, а также из участков Улегир и Чичах-Чимара (верховья р. Маят) и кристаллы алмаза из террасовых и пойменных четвертичных отложений Северной Якутии.

Было проведено покристальное описание алмазов из россыпей Анабарского и Приморского алмазоносных районов [3]. Исследования выявили их различия по распространенности кристаллов разных габитусных типов. Сравнение распределения габитусных типов кристаллов алмаза в россыпях с алмазами из лампроитов и кимберлитов в Архангельской провинции и в Якутии показывает, что изученные алмазы имеют сходство с кимберлитами месторождения им. М.В. Ломоносова и с лампроитовыми. Сходство подтверждено и на основе изучения спектроскопических характеристик: выявлено преобладание (55%) кристаллов с дефектом N3, который является наиболее распространенным в таких алмазах. Результаты, полученные при исследовании алмазов в РЭМ показали, что каждая из россыпей обладает своими особенностями морфологии алмазов, что может означать наличие разных источников *сноса*. Установлено, что поверхность кристаллов покрыта выбоинами (рис. 1), в россыпях Кангалас-Юсле и Хатыгын-Уэлет выявлены истертые кристаллы и материал с высокой коррозионной проработкой (каналы, трещины, примазки).

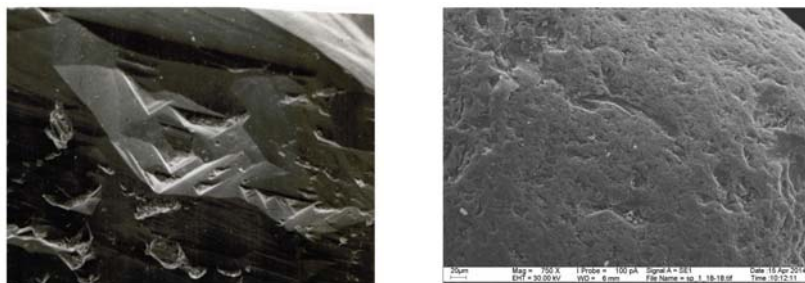


Рис. 1. Фрагменты поверхности кристаллов алмаза (а) и граната (б) с механогенными царапинами и выбоинами

Методом РЭМ в породах установлены полиминеральные микро- и скрытокристаллические агрегаты, в которых преобладающей фазой являются слоистые силикаты. Исследования методом ИК спектроскопии, термического и рентгенофазового анализа показали, что преобладающий в пробах темный минерал является шамозитом (Фехлоритом), рудные минералы представлены хромитом, а светлые зерна соответствуют монтмориллониту. Установлено, что породы сложены зернами округлой и обломочной формы, имеющими разный минеральный состав (кварц, рутил, полевые шпаты, пирит, хлорит) и следы механического износа. Они сцементированы скрытокристаллическим крустификационным агрегатом слоистых силикатов, выявлены остатки диатомовых водорослей. Это полимиктовые конгломераты, которые не содержат вулканогенных остатков и являются коллекторами барофильных минералов [2]. Среди минералов-спутников алмаза преобладают гранаты, а рудные минералы (ильменит, хромиты) представлены единичными зернами или отсутствуют. Такие соотношения характерны для лампроитов, для кимберлитов минерального типа 2 и для переотложенных вторичных коллекторов.

Гранаты из разных алмазоносных районов различаются по степени сохранности и по распределению цветовых групп. По результатам исследований в РЭМ установлено несколько типов поверхности зерен: блестящая гладкая, шероховатая тонко-матированная, пирамидально-черепитчатая и ямчато-бугорчатая. Выявлено (рис. 1), что они несут на себе следы механогенного износа (царапины, выбоины, сколы). Установлены зерна в «рубашках» вторичных минералов и с кельфитовой каймой. В отложениях много ксеногенных зерен гранатов и минералов из пород фундамента и чехла, что предполагает множественность источников сноса. Эти выводы подтверждены результатами изучения химического состава гранатов [4]. Результаты дискриминантного анализа показали, что составы гранатов из разных отложений соответствуют разным первоисточникам (рис. 2).

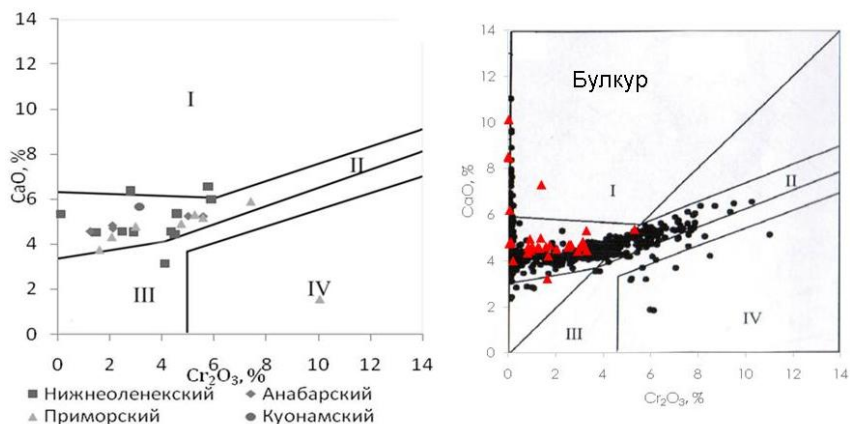


Рис. 2. Парагенетические диаграммы $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ (%) для изученных гранатов.

Выделены поля составов пиропов: I – верлитового, II – лерцолитового, III – дунит-гарцбургитового, IV – алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезисов по данным Н.В. Соболева [1974]

Установлены следующие химико-генетические группы гранатов: алмазные равномернoзернистые лерцолиты с высоко-, средне- и низкохромистым гранатом, слабоалмазные равномернoзернистые (часто катаклазированные) ильменитовые лерцолиты с низкохромистым титанистым гранатом, лерцолиты и вебстериты с низкохромистым гранатом, алмазные ильменит-рутиловые магнезиально-железистые эклогиты, эклогитоподобные породы, гранаты не кимберлитового генезиса. Распределение гранатов по группам указывает на относительно высокую долю минералов из ильменитовых и эклогитовых парагенезисов. Такие гранаты не характерны для лампроитов и малоспутниковых кимберлитов группы II. Можно предположить и невысокую степень гипергенной проработки материала, поскольку такие гранаты не устойчивы в процессах гипергенеза.

На основании проведенных исследований выявлены важные генетические особенности рыхлых алмазоносных отложений бассейна Моря Лаптевых.

1. Изученные алмазоносные россыпи имеют смешанный характер. Алмазы в россыпях схожи с алмазным сырьем из трубок Золотицкого поля в Архангельской провинции.

2. По особенностям минерального состава изученные отложения отнесены к полимиктовым конгломератам, которые не содержат вулканогенных остатков. Такой состав не характерен для аллохимически переработанных ультраосновных пород.

3. Среди минералов-спутников алмаза преобладают гранаты, а рудные минералы (ильменит, хромиты) представлены единичными зернами или отсутствуют. Такие соотношения характерны для лампроитов, кимберлитов минерального типа 2 и для переотложенных вторичных коллекторов морского генезиса.

4. Алмазы и зерна сопутствующих минералов несут следы механогенной обработки и гипергенной коррозии, характерные для переноса и переотложения материала в континентальных условиях.

5. Изученные гранаты относятся к химико-генетическим группам, которые характеризуют убого алмазоносные тела и можно предположить, что алмазы и их спутники вынесены из разных первоисточников.

Авторы благодарны сотрудникам геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, помогавшим в проведении исследований: Бушуевой Е.Б., Ксенофонтову Д.А., Мельчаковой Л.В., Соколову В.Н., Коротавой Н.Н., Ханину Д.А., Марущенко Л.И.

Литература:

1. Граханов С.А. Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и их коренные источники // Отечественная геология. 2006. № 5. С.20-28.

2. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканическая природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. Вып. 5. С.3-12

3. Дегтярева А.В., Посухова Т.В., Гаранин В.К. Морфологические особенности россыпных алмазов из аллювиальных отложений бассейна р.Анабар и проблема их генезиса // Записки ВМО. 1994. № 1. С.71-80.

4. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С. Минералогические критерии алмазоносности верхнетиаовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. т.54. №8. С.1162-1178.

НЕОБЫЧНЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК СИБИРСКОГО КРАТОНА: ХИМИЗМ И ГЕНЕЗИС ПОЛИМИКТОВЫХ БРЕКЧИЙ И ИХ АНАЛОГОВ

Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П., Афанасьев В.П.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; lu@igm.ncs.ru, chief@igm.nsc.ru, diamond@mail.ru*

Полимиктовая брекчия относится к нестандартным мантийным ксенолитам и представляет собой конгломерат из обломков пород разного состава и минералов разных генераций, в связи с чем химический состав одноименных минералов может серьезно варьировать. В мировой литературе наберется описание максимум десятка подобных пород из южноафриканских и якутских трубок [1-6]. Несмотря на общие черты генетического характера [5], каждый образец такой породы уникален по набору минералов и по их химическому составу. Описанные нами ранее полимиктовые брекчии FRB-1318 (Premier Mine, South Africa) и S-2 (Якутия, трубка Сытыканская – Центральная часть Сибирского кратона) [5], а также UV162/09 (Якутия, трубка Удачная – Центральная часть Сибирского кратона) [4] и SH-18/20 (Якутия, трубка Ноябрьская – Северо-Восточная окраина Сибирского кратона) [3] не являются исключением. В таблице 1 приведен минеральный состав и вариации химического состава породообразующих и некоторых акцессорных минералов из этих ксенолитов. Помимо приведенных минералов в SH-18/20 были встречены амфибол и доломит, а в UV162/09 – титаномагнетит, перовскит, кальцит. Присутствие акцессорных щелочных минералов предполагает неоднократную метасоматическую проработку агрессивными глубинными флюидами, приносящими Fe, Ti, Ca, K, Cl, Na, S, H₂O. Широкие вариации химических составов одноименных минералов, зональность минералов, структуры распада, келифитовые каймы свидетельствуют о крайне неравновесных условиях и быстром формировании пород в мантии перед внедрением кимберлитового расплава.

Таблица 1

Особенности химического состава минералов полимиктовых брекчий из различных климберлитовых трубок

| номер образца | Ol Mg#, % | Плм ксенокристы и цементующая масса, wt. % | Grt, wt. % | Орх, Mg#, ксенокристы и цементующая масса, % | Срх, Mg#, Слф, % | Sp/Chr, wt. % | Phl, wt. % | Su |
|---------------|-------------------|---|--|--|------------------------|--|--|---|
| FRB-1318 | 90,0–92,6 | TiO ₂ 50,09–55,2; Cr ₂ O ₃ 0,78–2,07; MgO 8,25–14,6 | Cr ₂ O ₃ 0,08–11,9; FeO 5,75–17,4; TiO ₂ 0–1,33; CaO 3,72–10,9 кайма нет | 85,6–93,2 | 82,1–93,1 32,0–47,9 | не обнаружено | Присутствует в небольших количествах в цементующей массе, состав не приведен | не обнаружено |
| S-2 | Серпентинизирован | TiO ₂ 49,7–51,5; Cr ₂ O ₃ 2,68–3,12; MgO 10,2–10,3 | Cr ₂ O ₃ 0,31–5,55; FeO 7,3–12,4; TiO ₂ 0,08–1,19; CaO 0,13–5,33 кайма есть | псевдоморфозы | псевдоморфозы | не обнаружено | не обнаружено | не обнаружено |
| SH-18/20 | 85,8–90,6 | TiO ₂ 42,67–55,58; Cr ₂ O ₃ 0,92–12,38; MgO 9,63–13,08 | Cr ₂ O ₃ 0,31–5,55; FeO 5,85–11,41; TiO ₂ 0–1,47; CaO 4,95–6,59 кайма есть | 86,5–92,3 | 91,9–93,9 47,1–47,2 | TiO ₂ 0,35–4,5; Cr ₂ O ₃ 31,5–53,3; MgO 9,77–16,3; Al ₂ O ₃ 8,86–31,4 | TiO ₂ 0,25–5,17; Cr ₂ O ₃ 0,41–3,46; MgO 19,9–27,1; Al ₂ O ₃ 8,18–18,5 | широтин (иногда примесно халькопирита), пентландит (часто с Co) |
| UV-162/09 | 85,6–88,2 | TiO ₂ 49,6–52,0; Cr ₂ O ₃ 0,39–3,29; MgO 7,93–11,5 | Cr ₂ O ₃ 0,55–2,69; FeO 10,9–13,2; TiO ₂ 0,7–2,75; CaO 2,23–6,16 кайма есть | 87,2–88,3 | 75,9–76,1 36,3–45,3 | TiO ₂ 0,25–0,29; Cr ₂ O ₃ 7,08–12,1; MgO 17,9–18,7; Al ₂ O ₃ 52,0–55,9 | TiO ₂ 0,29–3,16; Cr ₂ O ₃ 0,05–0,97; MgO 20,3–27,1; Al ₂ O ₃ 0,69–13,0 | широтин (часто с примесно халькопирита), пентландит, джерфиллерит |

Примечания: FRB-1318 – Превьер (Южная Африка), S-2 – Сынтыаская (Якутия) [3], SH-18/20 – Новобряская (Якутия) [1], UV-162/09 – Удочная (Якутия) [2], Ol – оливин, Плм – ильменит, Grt – гранат, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Sp/Chr – титанельхромит, Phl – флюорит, Su – сульфиды, Mg#, % = Mg/(Mg+Fe)*100; Ca#, % = Ca/(Ca+Mg)*100.

Таблица 2
 Особенности химического состава минералов оливиновых глиммеритов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия).

| номер образца | Ol Mg [#] , % | Phl, крупные чешуйки, зерна в интерстициях, включения, wt. % | Пш ксенокристы и цементующая масса, wt. % | Srx, крупные зерна, мелкие включения, включения Mg [#] , %, Cr [#] , % | Sp/Chr, зерна в интерстициях, включения, wt. % | Si ₁ , зерна в интерстициях, включения | Grт, Агр, крупные зерна, wt. % | Орх, крупные зерна, включения, Mg [#] , % |
|---------------|------------------------|--|---|--|--|---|--|--|
| LUV709/1 1 | 86–93 | TiO ₂ 2,3–3,8; Cr ₂ O ₃ 0,61; MgO 23,2–24,0; Al ₂ O ₃ 11,0–11,5 | TiO ₂ 55,5–57,3; Cr ₂ O ₃ 0,63–1,01 MgO 6,32–14,0 | 84,2 39,8 | не обнаружено | пирротин, пентландит, халькопирит | не обнаружено | не обнаружено |
| LUV659/1 1 | 83–91 | TiO ₂ 0,31–6,0; Cr ₂ O ₃ 0,34–0,98 MgO 19,6–26,7; Al ₂ O ₃ 1,33–14,0 | TiO ₂ 52,9–54,0; Cr ₂ O ₃ 0,48–0,67; MgO 8,85–10,0 | 68,3–93,3 49,9–53,3 | TiO ₂ 3,77; Cr ₂ O ₃ 42,0; MgO 10,1; Al ₂ O ₃ 8,73 | не обнаружено | не обнаружено | не обнаружено |
| LUV736/1 1 | 89–91 | TiO ₂ 0–0,27; Cr ₂ O ₃ 0–0,21; MgO 27,2–28,1; Al ₂ O ₃ 10,4–11,5 | не обнаружено | не обнаружено | TiO ₂ 0,29–0,45; Cr ₂ O ₃ 55,1–59,1 MgO 2,66–3,46; Al ₂ O ₃ 0,33–0,67 | пирротин, пентландит, халькопирит | Агр (винцит-тремолит с прим. К): Cr ₂ O ₃ 0,19–0,40 FeO 1,96–2,30; K ₂ O 0,52–0,75; Na ₂ O 2,88–3,43 | 90,4 |
| LUV681/1 1 | 86–92 | TiO ₂ 0,34–3,74; Cr ₂ O ₃ 0,29–2,26; MgO 22,5–26,8; Al ₂ O ₃ 9,85–13,1 | не обнаружено | 73,5–93,8 42,0–51,3 | TiO ₂ 0,58–4,70; Cr ₂ O ₃ 23,9–59,5; MgO 7,31–13,4; Al ₂ O ₃ 0,79–16,1 | пирротин, пентландит, джерфшпруит | Grт (перлолитовый): Cr ₂ O ₃ 7,65; FeO 7,38; CaO 6,60 | 92,0–93,2 |

Примечания: Агр - амфибол; другие условные обозначения см в Таблице 1

Примечания: FRB-1318 - Премьер (Южная Африка), S-2 - Сытыканская (Якутия) [3], SH-18/20 - Ноябрьская (Якутия) [1], UV-162/09 – Удачная (Якутия) [2]. Ol – оливин, Ilm – ильменит, Grt – гранат, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Sp/Chr – шпинель/хромит, Phl – флогопит, Su – сульфиды; Mg#, % = Mg/(Mg+Fe)*100; Ca#, % = Ca/(Ca+Mg)*100.

Среди ксенолитов трубки Удачная Восточная (Якутия) были обнаружены другие необычные породы – слюдиты с гораздо более высоким содержанием оливина, чем в классических оливиновых глиммеритах. Вариации химического состава минералов четырех образцов представлены в таблице 2. В двух из них (UV659/11 и UV709/11) отмечалось ощутимое количество ильменита различной морфологии. Эти слюдиты подобны полимиктовым брекчиям по широким вариациям составов оливина и флогопита, а также по обилию акцессорных минералов (хромит, рутил, сульфиды, кальцит, доломит, сидерит, барит).

Составы породообразующих минералов слюдитов не попадают в поля составов аналогичных минералов из перидотитов кимберлитовых ксенолитов, но сильно перекрываются с таковыми для полимиктовых брекчий.

Как и полимиктовые брекчии, необычные слюдиты сформировались, по-видимому, из древних протокимберлитовых расплавов. Изначально они были сильно деплетированы, поэтому основным породообразующим минералом является оливин. Впоследствии можно выделить два главных этапа метасоматической проработки до захвата кимберлитом. Один из них связан с привнесением титана и железа (образование ильменита), другой, более мощный – с обильным привнесением алюминия и щелочей (главным образом, калия), что привело к образованию большого количества флогопита. Скорее всего, эти этапы происходили в несколько стадий, о чем свидетельствуют колебания составов сформировавшихся минералов. Два других глиммерита (UV736/11 и UV681/11) содержат в качестве породообразующих амфибол и клинопироксен. Причем в последнем с помощью сканирующей микроскопии были обнаружены лерцолитовый гранат и ортопироксен. Эти слюдиты являются, по-видимому, породами проводящего

канала, сформировавшимися во время становления Сибирского кратона, а впоследствии подвергшимися воздействию ранних порций богатого флюидом протокимберлитового расплава.

Анализы минералов сделаны в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, ИГМ, Новосибирск. Работа выполнена в рамках государственного задания (проект 0330-2016-0006), при поддержке РФФИ (грант № 16-05-00811а).

Литература:

1. Giuliani A., Kamenetsky V.S., Kendrick M.A., Phillips D., Wyatt B.A., Maas R. Oxide, sulphide and carbonate minerals in a mantle polymict breccia: Metasomatism by proto-kimberlite magmas, and relationship to the kimberlite megacrystic suite // *Chemical Geology* 353 (2013) 4-18.
2. Lawless P.J., Gurney J.J., Dawson J.B. In: Boyd, F.R., Meyer H.O.A. (Eds.). *Polymict peridotites from the Bultfontein and De Beers mines, Kimberley, South Africa* // *The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlite and Other Volcanics*. Washington D.C.: American Geophysical Union. 1979. 330 pp.
3. Pokhilenko L.N., Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenolith from Noyabrskaya pipe (Yakutia) // 30th International Conference on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" Abstract Book Akdeniz University-Antalya /2014. P.131-134.
4. Pokhilenko L.N. and Pokhilenko N.P. Ilmenite ultrabasite UV162/09: The role of deep metasomatism in the rock formation // *Goldschmidt Conference Abstracts*. 2010. A822.
5. Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenoliths: Evidence for the complex character of kimberlite formation // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 934-941.
6. Zhang, H.-F., Menzies, M.A., Mathey, D.P. Mixed mantle provenance: diverse garnet compositions in polymict peridotites, Kaapvaal craton, South Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 216. P.329–346.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОЛЕЙ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Агашев А.М., Мальковец В.Г.,
Похиленко Л.Н., Толстов А.В.**

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

*chief@igm.nsc.ru, avp-diamond@mail.ru, agashev@igm.nsc.ru,
vladimir.malkovets@gmail.com, lu@igm.ncs.ru, tolstov@igm.nsc.ru*

Все обрабатываемые коренные месторождения алмазов Сибирской платформы представлены кимберлитовыми трубками, относящимися к среднепалеозойскому этапу внедрения. Они локализованы в пределах четырех кимберлитовых полей (Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского и Далдынского), расположенных вблизи Северного полярного круга и южнее его. Верхне-Мунское поле, расположенное примерно 250 км восточнее Далдынского поля и трубки которого также имеют среднепалеозойский возраст внедрения и повышенную алмазоносность, пока не вовлечено в промышленную обработку. Севернее полярного круга расположены многочисленные кимберлитовые поля в основном мезозойских циклов внедрения, насчитывающие около 800 убого алмазоносных, а в большей частью безалмазных кимберлитовых тел. В то же время на этой территории имеются выявленные во второй половине прошлого века несколько полей кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста, однако кимберлитов с промышленной алмазоносностью среди них не было установлено. Все упомянутые заполярные поля расположены в пределах огромного тектонического блока – Биректинского террейна - западная граница которого тянется от восточной границы Анабарского щита до устья р. Виллой и возраст стабилизации которого был принят за палеопротерозойский [11]. Последнее обстоятельство делало эту территорию бесперспективной на выявление коренных месторождений алмазов, поскольку в соответствии с известным правилом Клиффорда кимберли-

ты с промышленными уровнями алмазности обычно связываются с кратонами архейского возраста. Поисковые неудачи 60–70 годов послужили основанием для значительного снижения объемов геологоразведочных работ в заполярных районах Сибирской платформы с 80-х годов прошлого века. Проводившиеся в последние десятилетия работы на этих территориях в большей мере были нацелены на поиски и разведку многочисленных россыпных месторождений бассейнов рек Анабар и Молодо – единственного вида сырьевой базы алмазодобывающей промышленности в Заполярье ЯАП. В то же время, начиная с конца 70-х годов до настоящего времени появлялись результаты, указывавшие на возможность выявления на этой территории высокоалмазонских кимберлитов среднепалеозойского возраста. В конце 70-х – начале 80-х годов совместными работами геологов Института геологии и геофизики СО АН СССР и Амакинской экспедиции в бассейне р. Кютюнгда были обнаружены нижнекарбоновые гравелиты, содержащие алмазы и пиропы с высокой долей высокохромистых малокальциевых разновидностей, характерных для алмазносных кимберлитов [7]. Проведенное в 80-х годах минералогическое районирование западного и юго-западного обрамления Оленекского поднятия позволило выявить устойчивое присутствие алмазов кимберлитового типа [2, 3], а также пиропов алмазной ассоциации в аллювии бассейнов рек Беенчима и верховьях реки Молодо, а также в нижнекарбоновых гравелитах региона, для которых в отдельных случаях были установлены высокие содержания алмазов, до 1,5 кар/т [4]. Не были выявлены коренные источники и не определен их характер для алмазов из богатейших аллювиальных россыпей рек Анабар и Молодо. В популяции алмазов из россыпей р. Молодо их значительное количество было представлено кристаллами кимберлитового происхождения [8], тогда как алмазносные кимберлиты в пределах бассейна реки и на прилегающих территориях до сих пор не выявлены. В 90-х годах было предложено объяснение резких различий степени алмазности кимберлитов среднепалеозойского и мезозойского возрастов, что связывалось со значительными изменениями строения и состава литосферной мантии Сибирской платформы под воздейст-

вием Сибирского суперплюма на границе пермского и триасового периодов [4, 6, 9]. В эти же годы геологами Института минералогии и петрографии СО РАН были обнаружены алмазы и индикаторные минералы с признаками составов, характерными для среднепалеозойских кимберлитов, в аллювии верховьев р. Тунг, вблизи карстовых воронок [1]. В последнее десятилетие был получен целый ряд новых важных результатов, прямо указывающих на весьма высокие перспективы выявления высокоалмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста в заполярных районах ЯАП. К ним относятся:

1. Обнаружение индикаторных минералов кимберлитов в терригенных осадках базального горизонта перми, несогласно залегающих на отложениях среднего кембрия [5].

2. Выявление геологами АО «Алмазы Анабара» локализованных участков россыпей с высокими пропорциями (вплоть до 80 %) высококачественных алмазов, с морфологическими характеристиками, аналогичными таковым для крупных коренных месторождений типа трубок Мир и Удачная в бассейнах ряда правых притоков р. Анабар [8].

3. Надежная констатация архейского возраста стабилизации Биректинского террейна, проведенная на основе определения возраста большого количества цирконов (более 300 зерен) корового происхождения из тяжелой фракции кимберлитов этого региона и показавшая, что более 8% исследованных цирконов имеют архейский возраст ($>2,5$ млрд. лет), причем древнейший из этих цирконов имеет возраст 2,84 млрд. лет.

Эти результаты, в соответствии с правилом Клиффорда, резко улучшают перспективы региона на выявление высокоалмазоносных кимберлитов. Проведенная в последнее время оценка вариаций мощности литосферы для севера Сибирской платформы показывает, что на среднепалеозойское время в пределах Биректинского террейна существовали блоки с мощностью литосферы от 170-180 км до 230-240 км [5]. Эти результаты соответствуют полученным ранее для кратона Слейв (Канада), данным, свидетельствующим, что даже на краевых участках кратона существуют блоки со сверхмощной литосферой, вмещающие поля высокоалмазонных кимберлитов [10].

Таким образом, наиболее перспективными для выявления высокоалмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста в пределах заполярных районов Сибирской платформы к настоящему времени можно следующие территории:

1. Южное и северное обрамление Кютюнгинского прогиба, причем в зоне сочленения последнего с южной окраиной Оленекского поднятия не исключена возможность выявления более древних алмазоносных кимберлитов. Поисковая ситуация южного обрамления Кютюнгинского прогиба осложняется наличием на территории трапповых полей и подстилающих траппы маломощных пермских отложений.

2. Западное и восточное обрамление Уджинского поднятия, причем значительная часть перспективных территорий здесь перекрыта пермскими и юрскими терригенными отложениями мощностью до 70 м, что делает поисковую ситуацию этих площадей близкой таковой для Накынского поля.

Анализы минералов сделаны в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, ИГМ, Новосибирск. Работа выполнена в рамках государственного задания (проект 0330-2016-0006), при поддержке РФФИ (грант № 16-05-00811а).

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П., Кривонос В.Ф., Яныгин Ю.Т. Роль карста в формировании россыпной алмазоносности Муно-Мархинского междуречья (Якутская алмазоносная провинция, Россия). – Геол. рудных местор., 2001, №3, с.262-267.

2. Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 2011. - Т. 52. - № 3. - С. 335-353.

3. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Лобанов С.С. Россыпная алмазоносность Сибирской платформы: возрастные уровни и возможные источники питания // Геология рудных месторождений. - 2011. - Т. 53. - № 6. - С. 538-542.

4. Похиленко Н.П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение. Диссертация на соискание ученой степе-

ни д.г.-м.н., на правах рукописи. СО АН СССР, Ин-т геологии и геофизики, Новосибирск, 1990

5. Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Агашев А.М., Мальковец В.Г. Перспективы выявления новых коренных месторождений алмазов на севере Сибирской платформы. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. 2015. С. 376-379.

6. Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазности разновозрастных кимберлитов. // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Материалы конференции. 1998. Мирный. С. 65-68.

7. Соболев Н.В., Белик Ю.П., Похиленко Н.П. и др. Хромсодержащие пиропы в нижнекаменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба. Геология и геофизика. 1981. № 2, 153-157.

8. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. 2006. М., Изд-во ИМГРЭ, 200 с.

9. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnets in Yakutian Kimberlites and Some Aspects of the Evolution of the Siberian Craton Lithospheric Mantle // Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference, University of Cape Town, South Africa, 1998. Vol. II, Cape Town, 1999, P. 689-698.

10. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Reutsky V.N., Hall A.E., Taylor L. Crystalline inclusions and C isotope ratios in diamonds from the Snap Lake/King Lake kimberlite dyke system: evidence of ultradeep and enriched lithospheric mantle // Lithos, 2004, 77, № 1-4, P. 57-67.

11. Rosen O., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. Archean crustal evolution. 1994. P. 411-459.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ ДЖЕЛТУЛИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (ТЫРКАНДИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, АЛДАН)

**Прокопьев И.Р.^{1,2}, Дорошкевич А.Г.¹, Кравченко А.А.^{3,4},
Иванов А.И.³, Редина А.А.¹**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; prokop@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

³*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск*
⁴*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск*

Тыркандинский золоторудный район [1, 2] расположен в пределах Тыркандинской зоны тектонического меланжа, образовавшейся в результате раннепротерозойской аккреции Учурского террейна к Нимнырской площади (Нимнырский и Сутамский террейны) [3]. Мезозойские щелочные комплексы Тыркандинской шовной зоны представлены полями даек, штоками и крупным Джелтулинским сиенитовым массивом, сложенными породами монцонит-сиенитовой и щелочно-сиенитовой формаций разнообразного состава от диорит-порфиритов до нефелиновых сиенитов с преобладанием щелочных сиенитов, монцонитов, кварцевых граносиенитов. Возрастной интервал формирования Джелтулинского плутона составляет 139-110 млн. лет, в строении массива выделяется несколько фаз внедрения щелочных пород [4]:

1. Лейкократовые сиениты и сиенит-порфиры
2. Меланократовые сиенит-порфиры и монцониты
3. Граносиениты
4. Дайки щелочных и субщелочных сиенитов
5. Трахиты

В данной работе представлены новые данные по минералогии щелочных пород Джелтулинского массива на основе петрографических и минералогических методов исследований на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV с энергодисперсионной приставкой X-Max "Oxford Instruments" (аналитик Хлестов М.В.) и электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 (аналитик Нигматулина Е.Н., АЦ ИГМ СО РАН).

Петрографическая и минералогическая характеристика пород.

Мелко- и среднезернистые лейкократовые и меланократовые щелочные сиениты и их дайковые аналоги имеют порфириовидный облик, обусловленный наличием вкрапленников калиевого полевого шпата (5–7 мм, реже до 20 мм), погруженных в клинопироксен-полевошпатовую основную массу. Второстепенными и акцессорными являются амфибол, биотит, магнетит, ильменит, апатит, титанит, бадделейт, эпидот, пирротин. Полевой шпат, как матрицы, так и фенокристаллов, представлен тонкозернистым мезопертитовым агрегатом альбита и калиевого полевого шпата. Иногда по краю зерен минерала основной массы развиваются цеолиты. Клинопироксен формирует единичные идиоморфные зерна, неравномерно распределенные в породе, реже их шлировые скопления. Минерал содержит редкие включения апатита, магнетита и пирротина. Иногда клинопироксен частично замещен по краю зерен и по трещинкам агрегатом зерен амфибола, биотита и более позднего эпидота. Амфибол и биотит представлены двумя генерациями. Минералы одной из них (первая генерация) образуют самостоятельные зерна и их мономинеральные скопления, другая генерация (вторая генерация) развивается по клинопироксену, либо располагается вдоль зон роста порфириовых вкрапленников калиевого полевого шпата. Магнетит формирует идиоморфные зерна. Для минерала характерно наличие ильменитовых вростков и развитие по краю зерен кайм титанита. Титанит также образует самостоятельные конвертовидные кристаллы с осциляционной зональностью. Минерал содержит включения бадделейта, апатита, клинопироксена. Иногда по краю зерен и по трещинкам титанита развивается эпидот. Апатит представлен отдельными зернами (реже их скоплениями), рассеянными в основной массе породы, а также присутствует в виде включений в клинопироксене и магнетите.

Клинопироксен всех разновидностей рассматриваемых пород характеризуется довольно низкими концентрациями TiO_2 (до 1 мас. %, в среднем – 0.5 мас. %) и преобладанием Fe^{+2} над Fe^{+3} . Исключением является минерал трахитов, в котором Fe^{+2}/Fe^{+3} отношения часто ниже единицы. Пироксен меланократовых и лейкократовых щелочных сиенитов

нитов (основная или ранняя фаза массива) характеризуется близкими вариациями в содержании основных компонентов ($Ae_{0,5-15}Di_{30-69}Hed_{9-29}$), значения которых ложатся в единый тренд постепенного увеличения геденбергитового и эгиринового миналов (рис. А). Минерал из даек щелочных сиенитов имеет состав аналогичный таковому из меланократовых и лейкократовых сиенитов. На диаграмме видно (рис. 1А), что значения практически полностью повторяют тренд эволюции составов клинопироксенов ранней фазы внедрения. Единственным отличием является появление точек, которые характеризуются наиболее высокими значениями эгиринового минала (10-12.6%), при практически не изменяющихся количествах диопсидового и геденбергитового миналов (17-22 и 8-12 %, соответственно). В клинопироксене из трахитов наблюдаются значительные вариации составов ($Ae_{10-38}Di_{26-47}Hed_{9-29}$) по сравнению с минералом из других разновидностей пород.

Слюда лейкократовых, меланократовых сиенитов и даек по составу соответствует минералу аннит-флогопитового ряда. Количество фтора в минерале обычно не превышает 1 ф.е., а $Fe/(Fe+Mg)$ варьирует от 0,3 до 0,5. Содержание титана в слюде равны в среднем 3,3 мас. % TiO_2 . Минерал трахитов отличается несколько более низкой титанистостью (в среднем 2,1 мас. % TiO_2). Точки составов слюд, нанесённые на диаграмму Al-Mg-Fe, показывают перекрытие значений для всех разновидностей пород (рис. Б). Минералы трахитов попадают в поле слюд лейкократовых, меланократовых сиенитов и даек, при этом занимая более локальную область вариаций элементов. *Амфибол* всех разновидностей пород относится к группе кальциевых амфиболов (рис. 1В). Минерал первой генерации по составу отвечает Mg-гастингситу и, в меньшей степени, Fe-паргаситу. Амфибол второй генерации представлен эденитом. Особенностью состава минералов обеих генераций является повышенные концентрации фтора (0.2-0.8 ф.е), значительные вариации титана (0.4-2.1 мас. % TiO_2) и преобладание Fe^{+2} над Fe^{+3} .

Апатит относится к фторапатиту. Особенностью минерала является наличие повышенных и высоких концентраций SiO_2 (0.7-2.7 мас. %), SrO (1.1-1.3 мас. %) и SO_3 (до 1.2 мас. %). *Титанит* характеризу-

ется присутствием Al_2O_3 (до 2.5 мас. %) и FeO (до 3.2 мас. %), с соотношением Fe/Al (ф.к) 0.8-1.7, что соответствует интервалу магматических титанитов. Осциляционная зональность кристаллов титанита обусловлена вариациями в количестве циркония и РЗЭ.

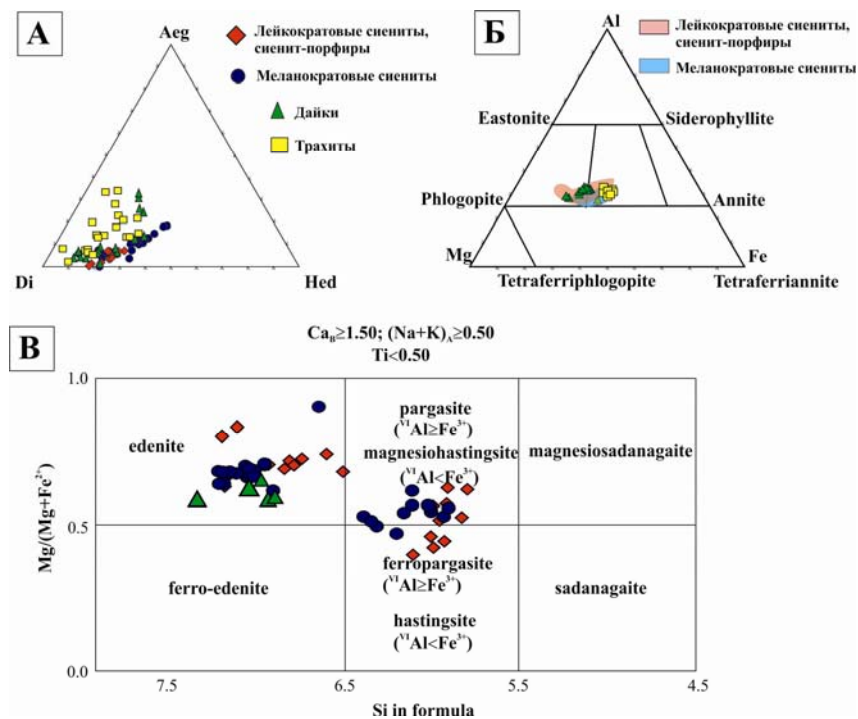


Рис. Вариации составов клинопироксенов (А), слюд (Б) и амфиболов (В) для различных типов пород Желтулинского массива

В *магнетите* отмечается примесь ванадия (до 0.6 мас. % V_2O_5), марганца (до 1 мас. % MnO), содержание TiO_2 варьирует от 0.3 до 2.15 мас. %. Пластинки *ильменита* в магнетите характеризуются присутствием значительного количества пирофанитового минала (от 17.9 до 35.5 мас. % MnO).

Схожий минеральный состав и эволюционные тренды составов основных породообразующих минералов в изученных разновидностях пород не свидетельствуют в пользу длительного и единого процесса фракционной кристаллизации. Можно предположить, что формирование пород происходило полистадийно отдельными независимыми импульсами из одного источника. При этом физико-химические параметры (активность кремния, фугитивность кислорода) практически не изменялись в процессе кристаллизации лейкократовых и меланократовых сиенитов. По преобладанию Fe^{+2} над Fe^{+3} в главных породообразующих минералах, наличию бадделеита и примеси SiO_2 и SO_3 в апатитах можно условно оценить фугитивность кислорода близко к буферу QFM. Незначительное повышение активности кремния при кристаллизации каждого из импульсов подтверждается присутствием оторочек титанита вокруг зерен магнетита. Формирование трахитов происходило при несколько отличающихся условиях: более высокой фугитивности кислорода и активности кремния. Поскольку эти параметры находятся в зависимости от температуры, то можно полагать ее понижение для поздней порции расплава.

Авторы статьи искренне признательны д.г.-м.н., проф. Смелову А.П. за обоснование направлений и выбор района исследований, дирекции ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология», геологам Воробьеву К.А., Кардашу Е.А., Минакову В.С. за возможность организации полевых работ. Исследование выполнено за счет средств и по теме проекта НИР ИГМ СО РАН № 0330-2016-0002.

Литература:

1. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467—499.
2. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
3. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука/Интерпериодика, 2001. С. 81-104.

4. Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р. и др. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2014. № 5. С.43-52.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПОРОД АНОРТОЗИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова
г. Якутск*

В результате проведенных геологических исследований разного масштаба на территории Алдано-Станового щита и примыкающих к нему территорий, было выявлено широкое развитие анортозитов. Они представляют собой различные по площади огромные массивы, которые в совокупности образуют Восточно-Азиатский анортозитовый пояс [1]. В восточной части пояса располагаются очень крупные так называемые Джугджурские массивы (Геранский, Лантарский и Лавлинский) и более мелкие Сехтагский и Кунь-Маньенский [2]. На Западной окраине пояса находится крупный Каларский массив. Все массивы сложены породами анортозитовой ассоциации, которая является достаточно устойчивой [10]. Устойчивые ассоциации анортозитовых или анортозитосодержащих габброидных и специфических высокожелезистых богатых щелочами гранитовых формаций весьма характерны для докембрия всех континентов Земли. Общая площадь, занятая породами этих ассоциаций на нашей планете, достигает более 500 тыс. км² [1]. Металлогеническое значение их весьма велико и определяется связью с ними месторождений и перспективных проявлений хрома, титана, ванадия, платины, меди, редких элементов, фтора, фосфора, пьезооптического и глиноземного сырья.

Большинство массивов, образованных породами анортозитовой ассоциации на АСЩ, располагаются вблизи Станового разлома, дру-

гая часть сопряжена с разломами более низких порядков. Массивы анортозитов разделяют на две крупные группы [8]. Это анортозиты субплатформенного типа, для которых характерна тесная ассоциация основных пород с гранитами рапакиви и, так называемые, анортозиты ранних этапов развития Земли.

Анортозиты субплатформенного типа характеризуются повышенной, по сравнению с более древними анортозитами, железистостью пород и слагающих их минералов. Примером анортозитов ранних этапов развития Земли может служить Каларский анортозитовый массив (Каларский анортозитовый комплекс) [10].

В пределах Кодаро-Удоканской зоны находятся два больших (Каларский и Имангрский) и несколько более мелких массивов анортозитов. Все они размещаются в одной и той же зоне разрывных дислокаций северо-восточного простирания. Специфика каларской анортозитовой ассоциации заключается прежде всего в наличии нескольких типов анортозитовых пород, различающихся по составу плагиоклаза. Это лабрадориты, андезиниты и олигоклазиты. Существенную часть Каларской анортозитовой ассоциации составляют диафторированные анортозиты – олигоклазиты [9]. В зонах диафторированных анортозитов выявлены многочисленные точки минерализации, несколько рудопроявлений золота и титаномагнетитовых руд.

Гидротермальная и метасоматическая деятельность в зонах разломов местами приводит к сильному окварцеванию анортозитов и увеличению содержания золота.

Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация характеризуются отчетливой металлогенической специализацией на титан, железо, ванадий, фосфор и некоторые редкие элементы (Zr, Hf, La, Ce). [7] Месторождения и проявления Fe-Ti(\pm P \pm V), P-Ti-Fe \pm V руд распространены весьма широко. По минеральному составу все эти месторождения и проявления в основном однотипны: почти все они апатит-ильменит-титаномагнетитовые. Но количественные соотношения рудных минералов варьируют в них в значительных пределах. Так, например, в ряде жильных тел Гаюмского месторождения, по данным преобладает апатит вместе с ильменитом, а титаномагнетит находится в подчи-

ненном положении; в рудах месторождения резко преобладает ильменит, иногда в ассоциации со значительным количеством апатита. В месторождениях типа Геранского главным рудным минералом является титаномагнетит [4]. В рудах всех этих месторождений нередко содержится значительная примесь ванадия и высокие концентрации циркония. По форме рудных тел выделяются согласный пластовый и секущий дайко-, штоко- и жилообразные типы оруденения, нередко встречающиеся совместно в одном и том же месторождении.

Анортозит-рапакиви-гранитовая ассоциация характеризуется повышенными содержаниями F, Rb, Pb, Sn, I, Yb, Nb, W. Вышекларковые количества характерны для Zn, Mo, Zr. [5].

Мономинеральные анортозиты по многим петрохимическим параметрам могут быть благоприятным источником глиноземистого сырья. В настоящее время мономинеральные анортозиты, используются исключительно в качестве декоративного и облицовочного камня.

Каждый из типов пород анортозитовой ассоциации Каларского массива характеризуется вполне определенной петрохимической спецификой. Для лабрадоритов характерны повышенные содержания Al_2O_3 , достигающие 29-30%, и низкие содержания K_2O [3]. При метаморфизме и перекристаллизации этих пород происходит образование андезинитов. Для пород Каларского массива характерно повышенное содержание редкоземельных элементов. С габброидами каларского комплекса связано титаномагнетитовое оруденение. Основными минералами являются магнетит и ильменит. Из сульфидов встречаются халькопирит, пирит, пирротин и редко пентландит.

Циркониевое и редкоземельное оруденения в пределах Алдано-Станового щита обнаружены на значительных площадях среди различных мангеритов (в том числе и среди рудных апатит-ильменит-титаномагнетитовых мангеритов) [6] и калишпатизированных анортозитов. Другой тип редкоземельного оруденения представлен пегматитовыми жилами с ортитом, цирконом, чевкинитом и фергуссонитом, залегающими среди калишпатизированных анортозитов и мангеритов.

Анализ пространственной локализации оруденения в породах анортозитовой ассоциации, позволил выявить некоторые закономер-

ности, имеющие значение для направления поисковых работ на этот тип руд [8]:

1) анортозитовые комплексы всегда тесно связаны с гранитами и часто сопряжены с разрывными нарушениями;

2) установлено, что почти все месторождения и подавляющая часть проявлений Fe-Ti(\pm P \pm V) руд располагаются в пределах массивов, сложенных породами анортозитовой ассоциации;

3) максимальное количество титанового или фосфорно-титанового сырья приурочено к анортозитовым массивам или зонам их контактов с мангерит-гранитовыми телами;

4) наиболее интенсивные Fe \pm Ti \pm P \pm V оруденения приурочены к анортозитовым массивам андезин-лабрадоритового состава, в то время как в массивах существенно лабрадоритового или лабрадорит-битовнитового состава подобное оруденение проявляется значительно слабее;

5) пластовый тип ильменит-титаномагнетитового или апатит-титаномагнетитового оруденения тяготеет преимущественно к краевым зонам массивов, относительно богатых линзами мафитовых пород;

6) жильный или штоко- и дайкообразный тип оруденения может встречаться в любой части анортозитовых массивов;

7) в краевых зонах габбро-анортозитовых и габброидных пород, распространены месторождения и проявления существенно титаномагнетитовых или апатит-титаномагнетитовых руд (Геранский массив и др.).

8) в центральных частях массивов, сложенных преимущественно анортозитами, и в тех частях краевых зон, где преобладают анортозиты, располагаются месторождения и проявления руд преимущественно ильменитового состава, Рудные тела локализуются или прямо среди анортозитов, или на контакте анортозитов с мезо- или меланократовыми породами. Сходное структурное положение занимают и богатые комплексные апатит-ильменитовые руды.

Обнаруженные месторождения на территории АСЦ, связанные с породами анортозитовой ассоциации, далеко не исчерпывают их потенциальные ресурсы. Большинство районов развития этих образова-

ний исследованы явно недостаточно. Требуется усилить поисковые работы на P, Ti, V, редкие (Zr и Hf) и редкоземельные элементы в районах развития анортозит-мангерит-гранитовой ассоциации, особенно в пределах Становой складчатой области. Наконец, анортозиты являются высококачественным облицовочным декоративным камнем, запасы этих пород огромны.

Литература:

1. Анортозиты Земли и Луны. Труды ГИН АН СССР. Вып. 375. М.: Наука, 1984.
2. Березкин В.И., Смелов А.П. Малоизвестные анортозиты Алданского щита // Тихоокеанская геология. 199 Т. 16. № 3. С. 101-112.
3. Березкин В.И., Смелов А.П., Кицул В.И. Новая находка анортозитов на Алданском щите // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. №3. С. 104-107.
4. Богданова Н.Г. Строение Геранского анортозитового массива (Алданский щит). // Анортозиты Земли и Луны. Труды ГИН АН СССР Вып. 375. М. Наука. 1984. С. 112-147.
5. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. Анортозит-рапакиви-гранитовая формация Л., 1978. 294 с.
6. Лутц Б.Г., Баженова Г.Н. Анортозит-мангеритовые серии пород докембрия Анабарского и Алданского щитов. // Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, С.235-241.
7. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н., Вишневский А.Н. Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация фундамента Сибирской платформы и вопросы ее генезиса. // Вопросы корреляции магматических и метаморфических комплексов Восточной Сибири. Г., /Тр. ВСЕГЕИ. Н. Т.265. 1977, С.55-62.
8. Пуляев Н.А. Геологическое положение, возраст и геохимическая специализация анортозитов Алдано-Станового щита. //Материалы 5-ой всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск. ИГАБМ СО РАН, 2015. С. 388-392.
9. Пуляев Н.А., Лоскутов Е.Е. Проявления процессов диафореза на территории Алдано-Станового щита и металлогеническая специализация его продуктов // Разведка и охрана недр. №12. Декабрь 2013. М. ФГУП ВИЭМС. С 8-13.
10. Суханов М.К. Анортозитовая ассоциация Каларского массива (Алданский щит) // Анортозиты Земли и Луны. Труды ГИН АН СССР Вып. 375. М. Наука. 1984. С. 86-111.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОЗАИЧНО-БЛОЧНЫХ АЛМАЗОВ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЗАРНИЦА

Рагозин А.Л.^{1,2}, Зедгенизов Д.А.^{1,2}, Купер К.Э.³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, ragoz@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,
zed@igm.nsc.ru

³Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, г. Новосибирск,
k.e.kuper@inp.nsk.su

Кимберлитовая трубка Зарница – первая обнаруженная на Сибирской платформе трубка, открытая Л.А. Попугаевой в 1954 г. [1] в Далдын-Алакитском районе Якутской алмазонасной провинции. По размерам эта трубка является одной из крупнейших в Якутии (занимает второе место после самой крупной тр. Юбилейная), ее размеры на поверхности составляют 535x480 м. В настоящее время существует ограниченное количество опубликованных данных по алмазам из данного месторождения. По данным, приведенным в работе [2], большинство алмазов (96%) представлены октаэдрами (23%), ламинарными ромбододекаэдрами (20%), а также кристаллами переходных форм (17%) и додекаэдроидми (29%). Реже встречаются серые поликристаллические агрегаты (борт), кристаллы с оболочкой и кубоиды.

Особо следует отметить, что в кимберлитовой трубке Зарница встречаются темно-серые вплоть до практически черных алмазы переходного габитуса октаэдр-додекаэдроид и сростки подобных кристаллов, которые явились объектом исследования в настоящей работе. По ряду морфологических признаков и специфическому внешнему облику изученные алмазы близки к широко распространенным в аллювиальных россыпях северо-востока Сибирской платформы необычным темно-серым округлым алмазам, относящимся к V и VI разновидностям по классификации Орлова [3-7]. Сходство исследованных в настоящей работе кристаллов с алмазами из россыпей за-

ключается, в первую очередь, в наличии большого количества черных включений, которые неравномерно распределены в объеме образцов. Округлая морфология алмазов из трубки Зарница, их переходный габитус октаэдр-додекаэдронид, присутствие на поверхности характерных структур микорельефа (отрицательные тригоны, каплевидные холмики, сноповидная штриховка, каналы травления и др.) также подобны описанным нами ранее алмазам из россыпей. Ранее было установлено, что алмазы V и VII разновидностей из россыпей характеризуются необычным для природных алмазов радиально-лучистым мозаично-блочным внутренним строением, сформированным в результате процессов расщепления кристаллов [4]. До настоящего времени подобные алмазы не обнаружены не только в близлежащих к россыпям кимберлитовых трубках, но и вообще в известных трубках Якутской алмазодобывающей провинции. В связи с этим в настоящей работе нами проведено детальное изучение внутреннего строения алмазов из трубки Зарница, изотопного состава углерода и минеральных включений в них в сравнении с аутентичными кристаллами V и VII разновидностей из россыпей.

Исследованные алмазы из трубки Зарница представляют собой округлые и полуокруглые комбинационные кристаллы переходной между октаэдром и додекаэдронидом формы и сростки подобных кристаллов. Желтоватый и коричневатый оттенок некоторым алмазам придает вторичное экзогенное ожелезнение, развитое в тонких трещинах во внешних зонах кристаллов. Серый до черного цвет алмазов определяется наличием в них значительного количества темных включений, но непосредственно сама матрица представлена бесцветным прозрачным алмазом. Для исследованных алмазов характерны морфологические особенности, свойственные так называемым полуокруглым кристаллам [8]. Морфология кристаллов включает в себя: (i) плоские октаэдрические грани с отчетливым ламинарным строением и дитригональными слоями, которые последовательно уменьшаются в размерах к периферийным частям; (ii) выпуклые комбинационные поверхности на месте ребер октаэдра, скульптурированные сноповидной штриховкой, которая представляет собой торцы слоев

на гранях октаэдра; (iii) в некоторых кристаллах выпуклые гладкие округлые поверхности вблизи вершин (111), которые расположены гипсометрически ниже комбинационных поверхностей и дитригональных слоев на гранях (111). Морфология алмазов осложнена округленными вершинами, леденцовым узором, глубокими шрамоподобными трещинами (каналами травления).

Специфическое мозаично-блочное зонально-секториальное внутреннее строение алмазов из трубки Зарница зафиксировано поляризационно-оптическими методами, а также с помощью метода дифракции обратно-рассеянных электронов (ДОРЭ) и катодолюминесцентной топографии. Алмазы из трубки Зарница демонстрируют макромозаичную внутреннюю структуру, алмазы состоят многочисленных (до 37) блоков (субиндивидов). Разориентировка блоков друг относительно друга достигает значительных величин – до 47° . Субиндивиды развиваются от ядерных частей к периферийным, увеличиваясь в объеме. Система субиндивидов формирует радиальную структуру, подобную описанной нами ранее для округлых аллювиальных мозаично-блочных алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Однако, в отличие от алмазов V и VII разновидностей, внутренняя структура которых образовалась в результате процессов расщепления кристаллов [4], образование во многом сходных с ними алмазов из кимберлитовой трубки Зарница, вероятно, связано с другими причинами. Как было установлено, ядерные части алмазов из трубки Зарница имеют отчетливое поликристаллическое строение с многочисленными (>15 шт.) субиндивидами. Укрупнение субиндивидов от ядерных частей к периферийным и образование радиальной внутренней структуры, происходило в результате развития первично поликристаллических затравок согласно закону геометрического отбора, сформулированного А.В. Шубниковым [9].

По характерным полосам поглощения в ИК-спектрах в алмазах из трубки Зарница определено присутствие азотных дефектов типа А и В1, а также пластинчатых образований плейтелитс - дефекта В2. Общее содержание азота (суммарные рассчитанные концентрации в форме дефектов А и В1) в изученных алмазах составляет от 20 до 361

ppm. Степень агрегации азота меняется от 7 до 100%, характерно понижение концентрации примесного азота и степени его агрегации от центральных участков кристаллов к периферийным. Помимо отмеченных различий в особенностях внутреннего строения, исследованные алмазы из трубки Зарница и алмазы V и VII разновидностей из россыпей, различаются по содержанию изоморфной примеси азота. Несмотря на то, что все эти алмазы относятся к широко распространенному в природе типу IaA/B, содержания азота в них различаются на порядок. Алмазы V и VII разновидностей содержат вплоть до 3300 ppm азота. Помимо этого, для алмазов V и VII разновидностей характерно увеличение содержания азота от центральных областей к периферийным, причем разница может превышать 1000 ppm [4]. В противоположность этому, для исследованных алмазов из трубки Зарница характерно понижение концентрации примесного азота и степени его агрегации от центральных участков к периферийным. Такое распределение примесных центров обычно для природных алмазов и соответствует «отжиговой» теории формирования азотных дефектов, основным постулатом которой является трансформация дефектов в условиях верхней мантии в последовательности: $C \rightarrow A \rightarrow B1+B2$ [10].

Для алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы характерен эклогитовый парагенезис минеральных включений и резко облегченный состав углерода (от -17 до -25‰) [4,5,7,11]. Обнаруженные минеральные включения в алмазах из трубки Зарница относятся к перидотитовому парагенезису, среди которых преобладают оливин (Fo от 91.9 до 93.3%), также зафиксированы субкальциевые гранаты и флогопит с высоким содержанием TiO_2 . Полученные данные по изотопному составу углерода алмазов из трубки Зарница показывают, что исследованные образцы имеют $\delta^{13}C$ от -6.2 до -1.9‰ (n=13), то есть близки к типичным «мантийным» значениям.

Несмотря на морфологическое подобие и сходство внутреннего строения, среда кристаллизации и процессы образования алмазов V и VII разновидностей из россыпей северо-востока Сибирской платформы и мозаично-блочных кристаллов из кимберлитовой трубки Зарница существенно различаются. Различия отражаются в парагенезисе

включений, дефектно-примесном составе, изотопном составе углерода и механизмах формирования внутренней структуры.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0007. Исследования внутреннего строения и дефектно-примесного состава алмазов V разновидности выполнены при поддержке РФФИ № 16-05-00614.

Литература:

1. Сарсадских Н.Н., Попугаева Л.А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка и охрана недр. 1955. № 5. С. 11-20.

2. Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Флаас Г.С., Суворова Л.Ф., Богущ И.Н. Атлас коренных месторождений алмазов якутской кимберлитовой провинции. Мирный: НИГП АК "Алроса" (ПАО). 2015. 480 с.

3. Smith E.M., Kopylova M.G., Frezzotti M.L., Afanasiev V.P. Fluid inclusions in ebelyakh diamonds: Evidence of CO₂ liberation in eclogite and the effect of H₂O on diamond habit // Lithos. 2015. V. 216–217. P. 106-117.

4. Ragozin A.L., Zedgenizov D.A., Kuper K.E., Shatsky V.S. Radial mosaic internal structure of rounded diamond crystals from alluvial placers of Siberian Platform // Mineralogy and Petrology. 2016. V. 110. P. 861-875.

5. Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А. Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады РАН. 2009. Т. 425. С. 527-531.

6. Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Рылов Г.М., Горяйнов С.В. Включения коэсита в округлых алмазах из россыпей северо-востока сибирской платформы // Доклады РАН. 2002. Т. 384. С. 509-513.

7. Афанасьев В.П., Агашев А.М., Орихаши Ю., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Палеозойский U-Pb-возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады РАН. 2009. Т. 428. С. 228-232.

8. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. Киев: Наукова думка. 1991. 172 с.

9. Шубников А.В. О законе геометрического отбора при образовании кристаллического агрегата // Доклады АН СССР. 1946. Т. 51. С. 679-681.

10. Jones R, Goss J.P. Theory of aggregation of nitrogen in diamond. // EMIS Datareviews Series. 2002. V. 26. P. 127–129.

11. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений. Автореф. дисс-ции на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 34 с.

МИНЕРАЛОГИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ОКСИДОВ И ШПИНЕЛИ В ПИРОПАХ ИЗ ДАЙКИ АЛДАНСКАЯ

Резвухин Д.И.¹, Николенко Е.И.¹, Шарыгин И.С.¹,
Мальковец В.Г.¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; m.rezvukhin@igm.nsc.ru*

Ксенокристаллы граната из глубинных магматических пород являются важным источником информации о субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ). Особый интерес представляют минеральные включения оксидов в хромистых пиробах. Результаты предшествующих исследований показали наличие в виде включений в пиробе достаточно редких высокотитанистых минералов-оксидов, таких как рутил, пикроильменит, армалколит, шриланкит, кармаиклит, минералы группы кричтонита и др. [1-4, 11-13]. Такие включения зачастую выделяются необычным составом с повышенной концентрацией редких и несовместимых элементов, что нехарактерно для деплетированных перидотитов. Метасоматическое происхождение хромистого пироба в литосферной мантии древних кратонов в последние десятилетия обсуждается как на основе минералогических данных по включениям, так и с позиции геохимического и изотопно-геохронологического подходов [6-10]. Дальнейшее детальное изучение включений и вмещающих пиробов позволит лучше понять особенности генезиса пироба в СКЛМ. В данной работе мы приводим результаты минералогического исследования хромистых гранатов с включениями оксидов, отобранных из элювия лампрофировой дайки Алданская, юго-восток Сибирского кратона.

Размер изученных ксенокристаллов граната составляет 2-4 мм. Пиробы относятся к лерцолитовому парагенезису с содержанием Cr_2O_3 от 2,1 до 6,5 мас.%. В виде включений в пиробах были обнаружены четыре фазы с высоким содержанием титана и хрома: рутил, пикроильменит, минералы группы кричтонита и хромит. Высоко-

танистые оксиды обычно представлены как удлинённые или игольчатые образования, с округлым или полигональным сечением; менее характерны таблитчатые и пластинчатые включения. Хромит представлен изометричными включениями, а именно кристаллами октаэдрического габитуса либо округлыми зёрнами. Игольчатые включения часто закономерно ориентированы в пироповой матрице. Диаметр изученных игольчатых включений составляет 10-50 мкм, а изометричных включений хромита до 0,3 мм. В изученных образцах оксиды ассоциируют с оливином, орто - и клинопироксеном. Минералы-включения зачастую находятся в сростках, причем оксиды могут образовывать сростания как друг с другом, так и с силикатами.

Подобно вмещающим гранатам, для включений оксидов характерно повышенное содержание хрома. Включения хромита содержат 45,4-58,7 мас.% Cr_2O_3 . Для рутила и пикроильменита хром является наиболее характерной примесью. Так, рутил содержит от 2,3 до 7,4 мас.% Cr_2O_3 ; пикроильменит – от 0,7 до 3,6 мас.%. Включения рутила также содержат от 0,8 до 3,3 мас.% FeO и до 0,6 мас.% ZrO_2 .

Минералы группы кричтонита – это сложные титанаты с общей формулой $\text{ABC}_{18}\text{T}_2\text{O}_{38}$. Минералы группы кричтонита являются сравнительно редкими, но важными концентраторами несовместимых элементов, которые занимают все четыре структурные позиции. Содержание TiO_2 во включениях минералов группы кричтонита составляет 54,2-67,4 мас.%, Cr_2O_3 от 6,9 до 19,8 мас.%, FeO от 7,7 до 11,6 мас.%, MgO от 1,6 до 4,1 мас.%. Выделение минеральных видов внутри группы основано на преобладающих катионах в позициях А и В. Важнейшей является позиция А, куда входит крупный катион несовместимого или редкого элемента. В позиции А установлено семь катионов: Ва, Са, К, Na, Sr, La, Се. Наибольшее распространение по массовым процентам имеют ВаО (0,2-8,8 мас.%) и СаО (0,7-1,7 мас.%; может также входить в позицию В). Для позиции В характерны FeO и ZrO_2 (1,6-5,9 мас.%). В пересчете на формульную единицу, в изученных минералах группы кричтонита в позиции А преобладают Ва, Са и К. В этом отношении изученные минералы группы кричтонита в пиропе из дайки Алданская близки к минералам группы кричтонита

серии LIMA (линдслейит-матиасит) из кимберлитов ЮАР [5] и лове-рингиту. Необходимо отметить, что минералы группы кричтонита в пиропх из трубки Интернациональная [2, 3], перидотитов Богемского массива (Чехия) [11] и ультрамафической диатремы кластера Гарнет Ридж, Аризона, США [12], характеризуются иным составом в отношении катионов в позиции А. По сравнению с минералами серии LIMA, они содержат меньше Ва и К, но больше Na, Sr, Са и редких земель. Таким образом, по составу катионов в позиции А, минералы группы кричтонита в пиропх из дайки Алданская отличаются от общего тренда, характерного для минералов группы кричтонита в пиропх из других локаций. Однако, подобно другим известным включениям минералов группы кричтонита в пиропх, изученные в рамках настоящей работы зерна содержат > 1 мас. % Al_2O_3 (до 2,0 мас.%), в то время как для линдслейита и матиасита из кимберлитов Южной Африки характерно содержание $Al_2O_3 < 1$ мас.%.

Изученную минеральную ассоциацию можно охарактеризовать как классическую для мантийных хромистых пиропов, так как рутил, пикроильменит, минералы группы кричтонита и хромит были обнаружены в ходе предшествующих исследований пиропов с твердофазными включениями [1-4, 11, 12]. Генезис включений является предметом дискуссии. Игольчатые включения в гранатах могут быть как эпигенетическими, образуясь в результате распада твердого раствора граната, либо иметь сингенетичный или даже протогенетичный генезис. В ходе работы исследовались крупные включения (> 10 мкм в диаметре) и их происхождение предположительно сингенетично с вмещающим гранатом. Как бы то ни было, наличие в виде включений в пиропх железо-титанистых минералов, обогащенных редкими и несовместимыми элементами (Ва, Sr, Zr и др.), указывает на то, что такие пиропы в литосферной мантии под дайкой Алданская имеют метасоматическое происхождение. Привнос несовместимых элементов был осуществлён за счет метасоматического агента, тогда как высокие содержания хрома в изученных лерцолитовых гранатах и включениях унаследованы от перидотитового протолита, главными кон-

центраторами хрома в котором являются хромит и субкальциевый гарцбургит-дунитовый гранат.

Данная работа была выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0006

Литература:

1. Варламов Д. А., Гаранин В. К., Костровицкий С. И. Экзотические высокотитанистые минералы как включения в гранатах из нижнекоровых и мантийных ксенолитов // Доклады Академии Наук. 1995. Т. 345. № 3. С. 364-366.

2. Резвухин Д. И., Мальковец В. Г., Шарыгин И. С., Кузьмин Д. В., Гибшер А. А., Литасов К. Д., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Включения минералов группы кричтонита в пиробах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2016а. Т. 466. № 6. С. 714-717.

3. Резвухин Д. И., Мальковец В. Г., Шарыгин И. С., Кузьмин Д. В., Литасов К. Д., Гибшер А. А., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Включения хромистого и хром-ниобиевого рутила в пиробах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2016б. Т. 466. № 5. С. 587-591.

4. Alifirova T. A., Pokhilenko L. N., Ovchinnikov Y. I., Donnelly C. L., Riches A. J. V., Taylor L. A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // International Geology Review. 2012. V. 54. № 9. P. 1071-1092.

5. Haggerty S. E., Smyth J. R., Erlank A. J., Rickard R. S., Danchin R. V. Lindsleyite (Ba) and mathiasite (K): two new chromium-titanates in the crichtonite series from the upper mantle // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 494-505.

6. Malkovets V.G., Griffin W.L., Pearson N.J., Rezvukhin D.I., O'Reilly S.Y., Pokhilenko N.P., Garanin V.K., Spetsius Z.V., Litasov K.D. Late metasomatic addition of garnet to the SCLM: Os-isotope evidence // 10th International Kimberlite Conference, 2012, Bangalore, India. Long Abstract No.10IKC-173.

7. Malkovets V. G., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Wood B. J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link // Geology. 2007. V. 35. № 4. P. 339-342.

8. Malkovets V., Rezvukhin D., Belousova E., Griffin W., Sharygin I., Tretakova I., Gibsher A., O'Reilly S., Kuzmin D., Litasov K., Logvinova A., Pokhilenko N., Soboлев N. Cr-rich rutile: A powerful tool for diamond exploration // Lithos. 2016. V. 265. P. 304-311.

9. O'Reilly S. Y., Griffin W. Mantle metasomatism // Metasomatism and the chemical transformation of rock. Springer, 2013. P. 471-533.

10. Stachel T., Aulbach S., Brey G. P., Harris J. W., Leost I., Tappert R., Viljoen K. F. The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: a review // *Lithos*. 2004. V. 77. № 1. P. 1-19.

11. Vrana S. Mineral inclusions in pyrope from garnet peridotites, Kolín area, central Czech Republic // *Journal of Geosciences*. 2008. V. 53. № 1. P. 17-30.

12. Wang L., Essene E. J., Zhang Y. Mineral inclusions in pyrope crystals from Garnet Ridge, Arizona, USA: implications for processes in the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 135. № 2-3. P. 164-178.

13. Zibera L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N. V. Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: Evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *Journal of Petrology*. 2013. V. 54. № 2. P. 2379-2409.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТОМТОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ НА НОВЫЕ ВИДЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рылов Д.А.¹, Слепцов А.П.¹, Толстов А.В.²

¹ГП «Якутскгеология», г. Якутск; sleptsoffap@gmail.com

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; tolstov@igm.nsc.ru

Томторское рудное поле приурочено к одноименному карбонатитовому массиву, расположенному на западном склоне Уджинского поднятия [2,4,5,17] и входит в Уджинскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК) на с-з Якутии. Массив Томтор имеет диаметр 20 км и площадь 250 км². Строение его зональное: ядро слагает крупнейший (более 30км²) шток карбонатитов, являющихся субстратом кор выветривания [10,11,13,14]. Ультрамафиты и фойдолиты, окаймляют карбонатитовое ядро в виде неполного кольца шириной 1,5-2,0 км [10,11,17]. Фоскориты (камафориты, апатит-титаномagnetитовые руды) слагают серповидные тела шириной 300-400 м в восточном секторе [9]. Возраст массива от 860 до 350 млн. лет [3,17]. С рудным полем связан комплекс полезных ископае-

мых, главными из которых являются Nb, TR, Fe и P, сосредоточенные преимущественно в корах выветривания [2,4,5,10-13,17].

В пределах Томторского поля оценены и разведаны комплексные руды в остаточной коре выветривания, коренных породах и осадочных пермских отложениях [4,5,11,13,15]. В конце 80-х г прошлого века в центральной части массива Томтор выявлен новый геолого-промышленный тип Nb-TR руд в переотложенных корах выветривания карбонатитов [1,6], занимающий ведущее место в мире по ресурсам [5,7,20,21]. Их открытие потребовало разработки методики разведки, специфика которой обусловлена уникальными параметрами рудоносности [7,10,14,15,21]. Однако, помимо основного типа ниобий-редкоземельных руд в переотложенных корах выветривания, несомненный практический интерес могут представлять бурые угли, железные и марганцевые руды, а также благороднометальное оруденение.

На участке Северный рудный горизонт представлен субширотной залежью мощностью от 1 до 24 м (среднее 6 м) при потяженности 3,5 км и площади 4,5 км². Глубина залегания залежи от 27 до 110 м (средняя 60 м). Существенным отличием руд Северного и Южного участков от аналогичных руд, изученных на участке Буранный, является то, что основными минералами, содержащими Nb, являются оксиды Ti и Fe. Поскольку большинство из них содержат Nb в небольших количествах, содержания Nb в рудах участков относительно ниже, чем в рудах участка Буранный. Это несомненно повлияет на технологию обогащения руд, разработанную для руд Буранного участка и диктует поиски новых полезных ископаемых в контурах рудного пласта [6,7,8,15].

В качестве одного из них можно рассматривать бурые угли, по которым появилась новая информация. Угли образуют залежи мощностью до 22 м. Строение пластов сложное, породные прослои расщепляют их обособленные угольные пачки. Залегание пластов горизонтальное. Содержание углерода на горючую массу колеблется от 77,23% до 77,37%, H₂ – 4,5%, N+O₂ – 18%. Угли относятся к типу плотных бурых углей. Технические показатели: W - 4,35-5,85%,

содержание золы – 15,2-45,0 (среднее 30,1%), выход летучих веществ 37,9-38,7%, теплота сгорания 5000 ккал/кг [10,11,12].

Поимю углей в качестве самостоятельных полезных ископаемых могут рассматриваться титано-магнетитовые руды в камафоритах (месторождение Онкучах), залежи которых примыкают к Северному участку и характеризуются высоким качеством природнолегированных руд [9]. Помимо них железные руды образуют два типа руд в остаточных корках выветривания (сидеритовые и лимонитовые) с колоссальными ресурсами [10-13]. Среди лимонитовых руд в пределах Северного участка выявлены интервалы до 10-50 м, обогащенные марганцем (до 15-30% MnO) и представляющие собой, помимо широко развитых карбонатных (сидерит-родохрозитовых), высококачественные оксидные (пиролюзит-гроутитовые) марганцевые руды, природнолегированные редкими элементами (табл.). На наш взгляд, их изучению должно быть уделено особое внимание ввиду острой дефицитности марганца в России [7,8,16].

Таблица

Состав окисленной железо-марганцевой руды Северного участка

| №скв | №пр. | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | P2O5 | CO2 | nnn | SO3 |
|------|------|------|------|-------|--------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|
| 3665 | 1г | 0,8 | 0,67 | 7 | 4,751 | 25,87 | 15,8 | 0,5 | 3 | 2,98 | 7,1 | 19,15 | 9,7 |
| | 2г | 1,6 | 0,16 | 0,1 | 12,288 | 3,52 | 30,3 | 1,75 | 9,12 | 2,58 | 0,01 | 27,88 | 4,09 |
| | 3г | 3,6 | 0,67 | 0,1 | 14,088 | 3,88 | 21,6 | 1,87 | 1 | 3,75 | 0,01 | 22,72 | 8,49 |

Помимо этого в последнее время появились новые данные о наличии благороднометального оруденения коренных пород массива Томтор, которые свидетельствуют о возможности выявления среди коренных щелочных и щелочно-ультраосновных пород месторождений золота и платины, что также должно быть детально изучено [1,16,18].

Закключение. Таким образом, оценочные работы, проведенные на участках Северный и Южный и полученные в их ходе новые результаты, позволили по-иному взглянуть на перспективы Томторского рудного поля на другие виды полезных ископаемых. Они существенно увеличили перспективы уникальных руд и позволили рекомендовать для их доизучения оруденение в пермских отложениях и подстилающей коре выветривания, а также новые типы полезных ископае-

мых, включающие залежи марганцевых руд в лимонитовых корах выветривания, платиновое и золоторудное проявления и бурые угли. Наличие в районе помимо известных массивов Томтор и Богдо нескрытых щелочных массивов (Буолкалах, Чюэмпэ, Уэле), выявленных по геофизическим данным существенно повышает перспективы рудности на редкие, редкоземельные, благородные металлы, Fe, РЗМ, Nb, Mn, уголь и фосфаты не только Томторского рудного поля, но и всего Севера Сибири.

Литература:

1. Баранов Л.Н., Толстов А.В., Лазарева Е.В., Карманов Н.С. Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор. // Сборник материалов VI Российской молодёжной науч.-практич. Школы с межд. участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН, Москва. 2016. С. 56 – 58.

2. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Кубышев А.И., Толстов А.В. Скандиево-редкоземельно-ниобиево-иттриевые руды – новый тип редкометалльного сырья // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 1. с. 105-109.

3. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т.56. №6. с.1080-1115.

4. Лапин А.В., Толстов А.В. Новые уникальные месторождения редких металлов в корах выветривания карбонатитов // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 7–11.

5. Лапин А.В., Толстов А.В. Месторождения кор выветривания карбонатитов. М.: Наука. 1995. 208 с.

6. Рылов Д.А., Толстов А.В. Закономерности строения и состава гипергенного комплекса Северного и Южного участков Томторского рудного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск, Материалы ВНИПК-2016. с. 265-270.

7. Рылов Д.А., Слепцов А.П., Толстов А.В. Перспективы и способы отработки Томторского рудного поля. Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2016. № 3. С. 168-175.

8. Слепцов А.П., Толстов А.В., Баранов Л.Н. Новый взгляд на полезные ископаемые Томторского рудного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск, Материалы ВНИПК-2016. с.271-275.

9. Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор // Геология и геофизика. 1994. Т.35. № 9. С. 91–100.
10. Толстов А.В., Энтин А.Р. Тянь О.А., Орлов А.Н. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. - Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.
11. Толстов А.В., Тянь О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. – Якутск. Из-во ЯНЦ СО РАН. 1999. 200 с.
12. Толстов А.В., Гунин А.П. Комплексная оценка Томторского месторождения // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2001, № 11. С. 144-160.
13. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы М.: ИМГРЭ, 2006, 212 с. 164 с.
14. Толстов А.В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. Особенности формирования уникального редкометалльного месторождения Томтор и оценка перспектив его освоения // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 20-25.
15. Толстов А.В. Особенности разведки переотложенных кор выветривания карбонатитов. В сб. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-востока России», Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Издательство ИПК СВФУ, Якутск, 2013, Т.2. С.210-214.
16. Толстов А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 500-506.
17. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Василенко В.Б., Орлов А.И., Тянь О.А., Ольховик Ю.А., Ольштынский С.И., Толстов А.В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (С-з Якутия) // Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 12. С. 42-51.
18. Tolstov A.V. Platinum prospects of alkaline rocks of Udzha province (northwest of Yakutia). 30-th IC on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" 29 September - 02 October 2014 Antalya - Turkey Akdeniz University-Antalya \ UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers-Ankara \ 2014. Abst. Book. p. 196-197.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ КАРТ РЕКОНСТРУИРОВАННОГО ПАЛЕОРЕЛЬЕФА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ ЗАДАЧ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ (НА ПРИМЕРЕ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ)

Салихов Р. Ф.¹, Салихова В. В.¹, Иванов Д. В.¹

¹ *Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), п. Айхал*

SalikhovRF@alrosa.ru, SalikhovaVV@alrosa.ru, IvanovDV@alrosa.ru

Составление карт погребённого рельефа кимберлитовмещающего цоколя является важной частью прогнозных построений по выделению перспективных участков на обнаружение коренных источников для выявленных ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза (МСА). Использование абсолютных значений погребённого рельефа в условиях Алаakit-Мархинского кимберлитового поля (АМКП) невозможно из-за широкого распространения пластовых интрузий базитов. Последние, внедрившись на различных уровнях кимберлитовмещающего цоколя, оказывают деформирующее и искажающее влияние на структурный план и палеорельеф и затрудняющих палеорекострукции.

На площадь Алаakit-Мархинского кимберлитового поля (АМКП) авторами были составлены карта палеорельефа на базе остаточных мощностей силурийских отложений и карта реконструированного палеорельефа на её основе. При определении остаточных мощностей использовалась база скважин, в которых был проведён комплекс ГИС, на основе которого проведена стратификация разреза скважин с выделением геофизических пластов. В качестве вспомогательных были использованы скважины, в которых не был проведён комплекс ГИС, но были установлены при геологической документации надёжные геологические границы. Остаточная мощность остального разреза силура до кровли кылахской свиты определялась с использованием гридов мощностей, полученных по скважинам с их полным пересечением. Полученная карта остаточных мощностей позволяет определить

возможные направления поступления кимберлитового материала при формировании большей части выявленных ореолов МСА.

Карта палеорельефа на базе остаточных мощностей силурийских отложений строится на предположении о строго горизонтальном залегании пород карбонатного цоколя на момент захоронения его рельефа перекрывающими отложениями пермо-карбона. В этом случае, действительно, остаточная мощность напрямую отражает относительные превышения палеорельефа перед захоронением: чем больше мощность в точке наблюдения, тем гипсометрически выше она (точка) располагалась относительно окружающих. На небольших по площади поисковых участках это допущение верно и не искажает картины направлений сноса МСА для ореолов рассеяния. Поэтому карта остаточных мощностей является основной картой для работы при определении направления дальнейших поисковых работ по выявлению возможных коренных источников ореолов МСА (рис., А).

Не меньшую по значимости для поискового прогнозирования роль играет карта остаточных мощностей и для выявления важных элементов локального структурного прогноза – околедиатремовых мульды оседания [1, стр. 203]. Околедиатремовые мульды оседания, которые сопровождают развитие большинства кимберлитовых трубок (диатрем), на карте остаточных мощностей силурийских отложений выражаются в появлении локальных, в той или иной мере субизометрических понижений (западин) в рельефе цоколя.

Однако при региональном анализе палеогеографической обстановки (начиная от ранга кимберлитового поля или его части), фактор фактического наклонного залегания пород карбонатного цоколя вносит существенные искажения (рис., А). Кроме этого, ложные увеличения амплитуд относительных превышений по остаточной мощности получаются и за счёт пликативных деформаций. При условии строго горизонтальной поверхности выравнивания, остаточные мощности, полученные по скважинам, пробуренным в синформных структурах (синклиналях, мульдах, впадинах) будут больше, нежели на антиформных структурах (антиклиналях, поднятиях), что при реконструкции вместо гори-

зонтальной линии поверхности выравнивания создаст «горбы» над синформами и «седловины» над антиклиналями и поднятиями.

Учсть эти факторы – региональный наклон и локальные пликативные деформации – и внести на них поправки можно, используя данные структурного плана платформенного чехла исходя из предположения, что палеорельеф кимберлитовмещающего цоколя Алакит-Мархинского поля унаследован поверхностью кристаллического фундамента. Детали строения поверхности фундамента наиболее полно отражаются на структурной карте кровли старореченской свиты венда, построенной П.И. Гапотченко по сейсмическим данным – отражающему горизонту КВ (рис., Б) [2]. Указанный сейсмогоризонт отделен от поверхности кристаллического фундамента маломощной толщей осадочных пород (160-200 м) и наследует её формы.

На структурной карте отмечается приуроченность подавляющего большинства кимберлитовых тел к малоамплитудным отрицательным структурам (типа депрессий) и лишь единичные тела наблюдаются в сводах антиформных структур. Статистическим анализом установлено, что кимберлитовые тела в Далдыно-Алакитском алмазонасном районе размещаются на расстоянии от осей синформ (депрессий) на 980 м и на 1860 м от осей антиформ (поднятий), т.е. их локализация в синформных структурах предпочтительнее в два раза [2].

Именно отчётливо выраженный контроль размещения кимберлитовых тел пликативными дислокациями (синформными), сохранившимися и в современном структурном плане поверхности фундамента и, соответственно, горизонта КВ, позволяют предположить, что на момент захоронения палеорельефа карбонатного цоколя, рельеф фундамента и соответственно горизонта КВ были близки к современному. Речь идёт, естественно, не об абсолютных значениях, а об относительных превышениях поднятий над впадинами, направлении общего наклона и пр. В противном случае, при значительной перестройке рельефа фундамента после внедрения кимберлитов, указанные закономерности вряд ли бы сохранились.

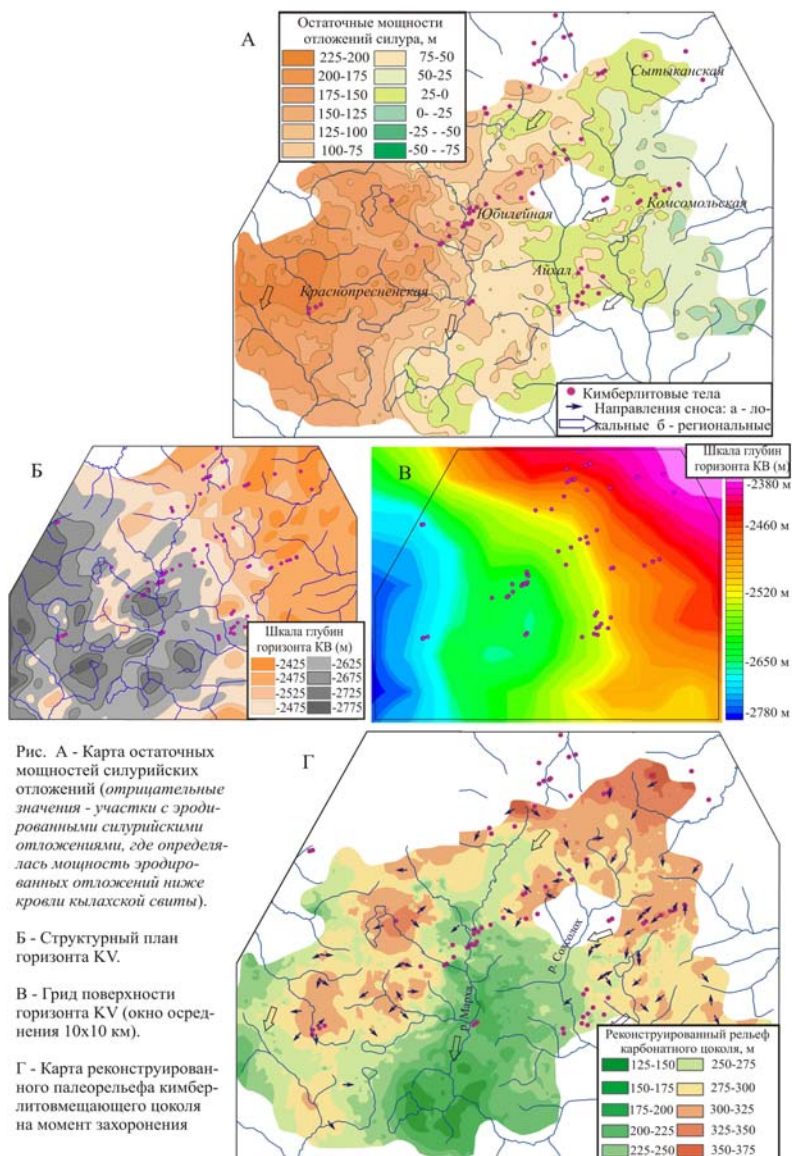


Рис. А - Карта остаточных мощностей силурийских отложений (отрицательные значения - участки с эродированными силурийскими отложениями, где определялась мощность эродированных отложений ниже кровли кылахской свиты).

Б - Структурный план горизонта KV.

В - Грид поверхности горизонта KV (окно осреднения 10x10 км).

Г - Карта реконструированного палеорельефа кимберлитовмещающего цоколя на момент захоронения

Рис. А – Карта остаточных мощностей силурийских отложений

(отрицательные значения - участки с эродированными силурийскими отложениями, где определялась мощность эродированных отложений ниже кровли кылахской свиты). Б – Структурный план горизонта KV. В – Grid поверхности горизонта KV (окно осреднения 10x10 км). Г – Карта реконструированного палеорельефа кимберлитовмещающего цоколя на момент захоронения

По сейсморазведочным данным для платформенного чехла установленным является факт уменьшения амплитуды пликативных структур в направлении от фундамента к дневной поверхности. Происходит как бы рассеивание пликативных деформаций по восстанию. Для учёта этого явления, при расчётах значений восстановленного палеорельефа на основе горизонта KV, абсолютный уровень залегания поверхности KV брался не в «чистом» виде, а из грида, составленного методом осреднения окном 10×10 км (рис., В). Значение восстановленного палеорельефа в точке (скважине) складывалось из суммы значений залегания поверхности KV в точке по гриду 10×10 км, мощности нижнепалеозойских отложений от кровли старореченской свиты до подошвы байтахской свиты (~2800 м) и остаточной мощности посткылахских отложений. На основе рассчитанных значений была построена карта реконструированного рельефа (рис., Г).

Также для определения палеогеографической обстановки формирования ореолов МСА были составлены литолого-геологические планы подошвенных горизонтов конёкской свиты и нижнеайхальской под-свиты. Совместный анализ вышеуказанных материалов позволил установить палеогеографическую обстановку в пределах АМКП на момент формирования подошвенных горизонтов каменноугольныхотложений, закартировать в рельефе карбонатного цоколя протяжённые палеодолины и разделяющие их водораздельные пространства, локальные палеоподнятия и палеодепрессии.

На планах достаточно явно прослеживаются региональные и локальные направления сноса обломочного материала и МСА, а также приуроченность шлиховых ореолов (особенно обширных) к определённым литодинамическим типам осадков.

Литература:

1. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С. Алмазопрогностика (методическое пособие). Иркутск: «Оттиск». 2001. 320 с.

2. Салихов Р.Ф., Гапотченко П.И., Зюзин Ю. М., Морозова Н. Е., Салихова В.В., Цой И.Г. Крупномасштабная прогнозная оценка территории на алмазы на основе ГИС-технологий (на примере юго-западной части Алаakit-Мархинского кимберлитового поля) // Сб. «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико-технологическое обеспечение их решений». НИГП, Мирный. Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 274-281.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ, ПОДХОДОВ И ОГРАНИЧЕНИЙ ОСВОЕНИЯ РЕСУРСНОГО АРКТИЧЕСКОГО МЕГАПРОЕКТА ПО ДОБЫЧЕ ВЫСОКОТЕХНОЛОГИЧНЫХ ВИДОВ СЫРЬЯ (ТОМТОРСКОГО НИОБИЙ–СКАНДИЙ–РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО РУДНОГО МАССИВА И ПОПИГАЙСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ)

Самсонов Н.Ю., Крюков Я.В., Яценко В.А.

*Институт экономики и организации промышленного производства
СО РАН, г. Новосибирск; samsonov@ieie.nsc.ru,
kryukovyv@ieie.nsc.ru, yva@ieie.nsc.ru*

К приоритетам научно–технологического развития России относятся направления, обеспечивающие научные результаты и технологии, закладываемые в основу инновационного развития внутреннего рынка продуктов и устойчивого положения на внешних рынках [7]. В этой связи особый интерес представляет минеральное сырье, которое в долгосрочном периоде может удовлетворять потребности российских и зарубежных высокотехнологичных промышленных отраслей, стать драйвером развития многих производств современного технологического уклада, расширить линейку экспорта несырьевой продукции верхнего и среднего передела на основе высокотехнологичных металлов и минералов. В России к такому сырью сегодня относятся, прежде всего, редкоземельные металлы и сверхтвердый абразивный

алмаз–лонсдейлитовый материал (АЛМ), содержащихся в двух уникальных природных объектах в сибирской Арктике (северо–запад Республики Саха (Якутия) и северо–восток Красноярского края) [3].

Первый — комплекс месторождений редких и редкоземельных металлов, приуроченный к Томторскому рудному полю (Уджинская рудная провинция включает карбонатитовые массивы Томтор, Богдо, рудную зону Чимаара и связанные с ней перспективные, но практически не изученные объекты–аналоги Уэле, Буолкалах, Чюэмпе, даже не вскрытые бурением) [7;8;9]. Второй объект — месторождения сверхтвердых алмаз–лонсдейлитовых абразивов (импактных алмазов) Попигайской астроблемы [2;11].

Редкоземельные металлы. На Томторском месторождении за счет средств федерального бюджета силами ГУГПП «Якутскгеология» в 2014—2016 гг. проведен комплекс оценочных работ на участках Северный и Южный. Полезными компонентами комплексных редкометальных руд участков «Северный» и «Южный» месторождения Томтор являются: пентаоксид ниобия (Nb_2O_5), оксид скандия (Sc_2O_3), оксиды элементов группы лантана (La_2O_3 , Ce_2O_3 , Nd_2O_3 , Pr_2O_3 , Sm_2O_3 , Eu_2O_3), а также оксид иттрия Y_2O_3 . В результате работ получен существенный прирост запасов ниобия, скандия и редкоземельных металлов. По результатам работ оценены нижеследующие запасы и прогнозны ресурсы, табл. 1.

Технико–экономические расчеты показывают экономическую эффективность отработки запасов Томторского рудного поля при всех рассматриваемых вариантах (0,7–1,6%) бортового содержания Nb_2O_5 (усл.), выполненные даже в текущих низких ценовых условиях рынка РЗМ. Выявлено, что эта территория имеет реальные перспективы высокой платино– и золотоносности, обращено внимание на значительные концентрации остродефицитных металлов (марганца, титана и др.), связанных с Томторским рудным полем [8;9]. Необходимы дополнительные исследования по оценке возможности экономически эффективного извлечения попутных ценных компонентов из руды, с учетом повышения общей рентабельности проекта.

Таблица 1

Сводные таблицы запасов и прогнозных ресурсов участков
Северный и Южный

| Бортовое содержание Nb ₂ O ₅ усл. | Участки работ | Основные Оцениваемые Полезные компоненты | Запасы C ₁ +C ₂ , тыс.т. | Запасы C ₂ (забаланс.) тыс.т. | Прогнозные ресурсы категории P ₁ , тыс.т |
|---|------------------|--|--|--|---|
| 1,3% (оптимальное) | Участок Северный | Nb ₂ O ₅ | 198,2 | – | 33,2 |
| | | TR ₂ O ₃ | 1613,0 | – | 493,4 |
| | | Y ₂ O ₃ | 38,2 | – | 10,4 |
| | | Sc ₂ O ₃ | 3,1 | – | 1,1 |
| | Участок Южный | Nb ₂ O ₅ | 152,8 | 51,6 | – |
| | | TR ₂ O ₃ | 1772,3 | 510,7 | – |
| | | Y ₂ O ₃ | 31,4 | 11,5 | – |
| | | Sc ₂ O ₃ | 2,3 | 0,8 | – |
| | Всего | Nb₂O₅ | 351,0 | 51,6 | 33,2 |
| | | TR₂O₃ | 3385,3 | 510,7 | 493,4 |
| | | Y₂O₃ | 69,6 | 11,5 | 10,4 |
| | | Sc₂O₃ | 5,3 | 0,8 | 1,1 |

Источник: ВИМС, Якутскгеология

Алмаз–лондейлитовое сырье. Разработка наиболее крупного разведанного месторождения сверхтвердых алмаз–лондейлитовых абразивов Скальное, расположенного в пределах Попигайского метеоритного кратера (практически неисчерпаемого источника нового минерального сырья), позволяет получать продукцию низкого передела (сверхабразивные алмазные порошки различных классов, пасты, суспензии и т.д.), а также среднего и высокого — высокопроизводительный и сверхэффективный режущий и обрабатывающий инструмент, буровую оснастку и еще не менее сотни наименований высокотехнологичной продукции [4]. Месторождение Скальное уникально не только по запасам (224 млн тонн руды по категории В, а с катего-

риями C_1+C_2 несоразмерно больше), но и по содержаниям (в среднем 23,23 карата на тонну руды).

Технико–экономические расчеты показывают экономическую эффективность отработки запасов месторождения при цене за 1 карат импактных алмазов 6 долл.

Возможности и ограничения реализации мегапроекта. Проект научно–технологического изучения, подготовки и промышленной разработки двух сверхкрупных природных объектов идентифицируется как горнопромышленный арктический мегапроект с высокой инновационной составляющей и современной формой организации производства, обеспечивающей наивысшие стандарты экологической безопасности.

Таблица 2

Параметры финансово–экономической модели оценки отработки месторождения Скальное

| Вариант | Срок эксплуатации | Мощность фабрики | Объем выпуска алмазов |
|---|-------------------|--------------------------|-----------------------|
| Опытно–промышленная разработка (пилотная) | 10 лет | 0,49 млн тонн руды в год | 10 млн карат в год |
| Промышленная разработка | 50 лет | 4,8 млн тонн руды в год | 100 млн карат в год |

Он представляет собой новую территорию локального освоения в Арктике, при этом уникальные параметры редкоземельной руды формируют необходимый поток на внутреннем и внешнем рынках полупродуктов нижнего передела (карбонат РЗМ, разделенные оксиды редкоземельных металлов, иттрия, скандия). При продлении технологической цепочки переработки — поток ликвидной продукции верхнего и среднего передела в виде индивидуальных продуктов (металлов) разной степени чистоты – высокочистых и сверхвысокочистых (99,999% и выше) [15].

Подходы к эффективной разработке месторождений мегапроекта исследованы в достаточной степени [1;5;12;14]. Технико–

экономические параметры эксплуатации месторождений исходят из объема предложения РЗМ и алмаз–лонсдейлитового сырья, и не в полной мере учитывают объем и перспективную динамику спроса на них на внутреннем и внешнем рынках. Таким образом, в ближайшей перспективе проблемной областью является изучение и выстраивания механизмов и инструментов формирования и стимулирования спроса на внутреннем и внешнем рынках на редкоземельную продукцию и алмаз–лонсдейлитовый абразивный материал различных степеней передела, а также ограничения для этих процессов [6].

При вовлечении в оборот месторождений мегапроекта должна быть разработана стратегия действий для учета наиболее вероятных направлений изменения спроса на добываемое сырье — редкие и редкоземельные металлы (включая ниобий, скандий и иттрий) и алмаз–лонсдейлитовый материал. Динамика и объемы спроса определяются:

1) развитием технологий применения редкоземельных элементов и АЛМ в промышленности России, развитых и развивающихся стран мира;

2) расширением промышленных и технологических сфер их применения;

3) увеличением объемов технологических производств с замещением традиционных металлов (легирующих) и абразивных материалов;

4) учетом развития технологий производства металлов, замещающих по своим физико–химическим свойствам РЗМ;

5) учетом «балансовой» проблемы в добыче РЗМ, связанной с тем, что в комплексных редкоземельных рудах (с большим разбросом процентного содержания элементов) легких лантаноидов всегда добывается больше, а значит цена на них ниже, чем на РЗМ средних и тяжелых групп. Практически всегда наблюдается дефицит одних РЗМ при одновременном избытке других.

Государство должно играть активную роль в формировании условий для развития внутреннего рынка потребления редкоземельных элементов и АЛМ и содействовать развитию технологий военно–промышленного и потребительского назначения, экспортных возможностей. Такой подход позволит в полной мере реализовать ре-

сурсный и экономический потенциал мегапроекта, значительно прирастить научно–технический потенциал российской науки и производства.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №17-06-00231-А «Исследование и определение роли государства при стимулировании и формировании спроса на редкоземельные металлы для высокотехнологичных отраслей отечественной промышленности в условиях неопределённости»

Литература:

1. Делицын Л.М., Мелентьев Г.Б., Толстов А.В., Магазины Л.А., Самонов А.Е., Сударева С.В. Технологические проблемы Томтора и их решение. Редкие земли. 2015. 2(5). С. 164–179.

2. Крюков В.А., Самсонов Н.Ю., Крюков Я.В. Межрегиональные технологические цепочки в освоении Попигайского месторождения алмаз–лонсдейлитового сырья // ЭКО. 2016. № 8. С.51–66.

3. Крюков В.А., Толстов А.В., Афанасьев В.П., Самсонов Н.Ю., Крюков Я.В. Обеспечение российской промышленности высокотехнологичной сырьевой продукцией на основе гигантских месторождений Арктики – Томторского ниобий–редкоземельного и Попигайского сверхтвердого абразивного материала // Север и Арктика в новой парадигме мирового развития. Лузинские чтения – 2016. 2016. С. 204–206.

4. Николаев М.В., Григорьева Е.Э., Николаев А.М., Самсонов Н.Ю. Формирование цены на алмаз–лонсдейлитовое сырье Попигайского месторождения // Инноватика и экспертиза. 2016. Вып. 1 (16). С.186–196.

5. Похиленко Н.П., Толстов А.В., Афанасьев В.П., Самсонов Н.Ю. Новые механизмы государственного управления минерально–сырьевой базой стратегических полезных ископаемых Арктической зоны Сибири и Дальнего Востока // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2016. № 5. С.60–63.

6. Самсонов Н.Ю., Крюков Я.В., Яценко В.А. Проблемы формирования спроса на продукцию Томторского скандий–ниобий–редкоземельного месторождения (Республика Саха (Якутия)) // Вестник Северо–Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия "Экономика. Социология. Культурология" [Электронное издание]. 2016. № 4. С. 5–11.

7. Стратегия научно–технологического развития РФ. Утв. 01.12.2016 г. Указ Президента РФ №642. С.23.

8. Толстов А.В., Слепцов А.П., Рылов Д.А., Баранов Л.Н. Проблемы разведки северного и южного участков Томторского рудного поля. В сб.: Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Школа Щелочной магматизм Земли. Труды XXXIII Межд. Конф. [ред.: Л.Н. Когарко]. ГЕОХИ. 2016. С. 125—128.

9. Толстов А.В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. Томтор: сырьевая база, оценка перспектив и возможности освоения В книге: Редкие металлы: минерально–сырьевая база, освоение, производство, потребление. Тезисы докл. Всерос. Науч.– практ. конф. 2011. — С.158—163.

10. Толстов А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля. Материалы Всерос. Науч.–практ. конференции «Геология и минерально–сырьевые ресурсы Северо–Востока России». 31 марта–2 апреля 2015 г., Якутск: Издательский дом СВФУ. 2015. С. 500–506.

11. Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Толстов А.В., Ягольницер М.А. Импактные алмазы – новый вид высокотехнологичного сырья // ЭКО. 2012. №12 (462). С.5–11.

12. Похиленко Н.П., Крюков В.А., Толстов А.В., Самсонов Н.Ю. Томтор как приоритетный инвестиционный проект обеспечения России собственным источником редкоземельных элементов. ЭКО. 2014. №2. С.22–35.

13. Похиленко Н.П., Механик А.Г. Шестой уклад на редких землях. // «Эксперт» №49 (879) — от 9 декабря 2013 года.

14. Похиленко Н. П., Крюков В. А., Толстов А. В., Самсонов Н. Ю. Создание сильной редкоземельной промышленности России: без госкорпораций не осилить. ЭКО. 2016. №8. С. 25–36.

15. Приоритеты России в Арктике. Асеев А.Л., Афанасьев В.П., Боговяленский В.И., Крюков В.А., Толстов А.В., Пилясов А.Н., Похиленко Н.П., Самсонов Н.Ю. и др. Спец. доклад к Международному форуму технологического развития «Технопром–2016» / Экспертный совет Пред. коллегии Военно–промышленной комиссии РФ. Новосибирск. 2016. С.64.

СВЯЗЬ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ И КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА

**Соболев Н.В.^{1,4}, Соболев А.В.², Томиленко А.А.¹,
Кузьмин Д.В.^{1,4}, Батанова В.Г.², Логвинова А.М.^{1,4},
Костровицкий С.И.³, Яковлев Д.А.³, Толстов А.В.¹, Олейников О.Б.⁵**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск; sobolev@igm.nsc.ru*

²*Институт геохимии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,
alexander.sobolev@univ-grenoble-alpes.fr*

³*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск; serkost@igc.irk.ru*

⁴*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

⁵*Институт алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

В северной части Сибирского кратона выявлена новая крупная изверженная провинция (КИП): Куонамская с возрастом 1501 ± 3 млн. л. [6]. Она дополняет две широко известные КИП, обладающие четко выраженными признаками связи с главными этапами внедрения кимберлитов. Это существенно повышает интерес к Сибирскому кратону и к дальнейшей детализации особенностей его базитового магматизма.

Новые высокоточные результаты датирования двух основных КИП Сибирского кратона делают возможным сопоставление главных этапов их активностей с основными этапами активности кимберлитового магматизма. Девонская Вилюйская трапповая провинция с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом $373,4 \pm 7$ млн. л. [8] предвосхитила главный этап активности кимберлитового магматизма с интервалом 364 – 344 млн. л. в пределах Мирнинского, Накынского и Далдын-Алакитского кимберлитовых полей, который привел к появлению всех разрабатываемых месторождений алмазов Якутии [1, 2, 12]. Вторая, крупнейшая платобазальтовая провинция Земли, Сибирская трапповая провинция внедрилась менее, чем за 1 млн. лет на границе пермского и триасового периодов [7]. Несмотря на очень низкую алмазоносность подавляющего количества триасовых кимберлитовых тел, среди них можно выделить трубку Малокуонапская с содержанием алмазов, близким к про-

мышленному, внедрившуюся 226 ± 6 млн. л. тому назад [4, 5] и серию слабо алмазоносных кимберлитов Харамайского поля с максимальным содержанием алмазов 0,25 кар./т., имеющих возраст 245 млн. л. [9].

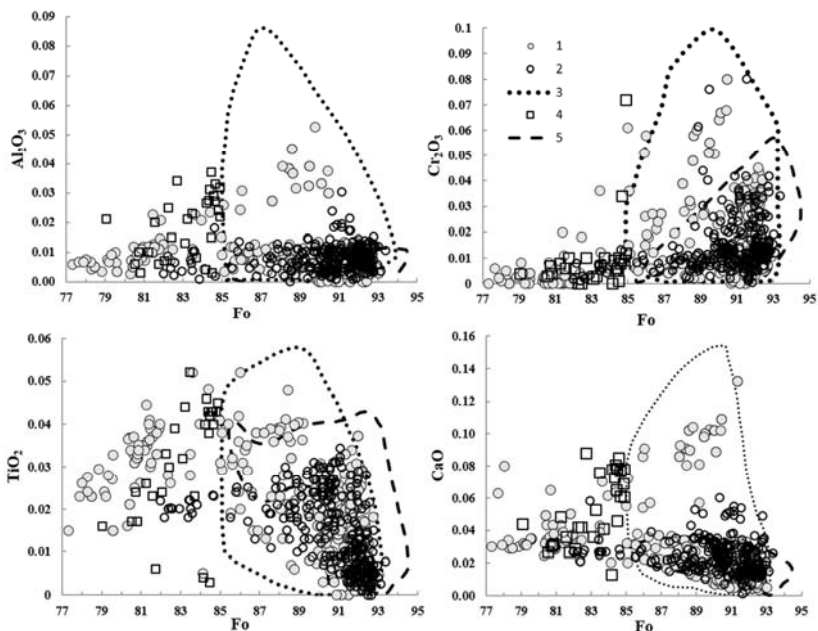


Рис. Соотношение содержания форстерита (Fo) и примесей Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 и CaO (мас.%) в ядрах оливинов трубки Малокуонапская (1), Оливиновая (2), восьми трубок Харамайского поля (3), оливинов с $\text{Fo} < 85$ Харамайского поля (4) и оливинов из тр. Удачная (5) по данным 480 анализов [3, 10]

Ранее [4] нами делалась попытка сопоставления содержания серии элементов-примесей в неизмененных оливинах. Реликты центральных частей (ядер) вкрапленников характеризуются неправильной формой, тогда как внешние каймы с элементами огранки характеризуются незначительной резорбцией. В настоящей работе сопоставление особенностей состава центральных однородных ядер оливина сделано на представительном материале трубок Куранахского поля (Малокуо-

напская, Лось, Университетская –350 анализов), восьми трубок Харамайского поля (611 анализов) и одной трубки Оливиновая (186 анализов) Куойкского юрского поля, имеющей возраст около 150 млн.л. Указанные трубки содержат среди других разновидностей кимберлита также и неизменный гипабиссальный кимберлит [11], использованный нами для определения содержания петрогенных (Si, Fe, Mg) и примесных элементов (Al, Cr, Ti, Mn, Ca, P, Zn) методом высокой точности [4]. Особенности состава оливинов из кимберлитов полей разного возраста с интервалом 364 – 150 млн. л. сравниваются по соотношению содержания форстерита и примесей CaO, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, включая трубку Удачная [3, 10].

В заключение следует подчеркнуть, что рассматриваемые две КИП Сибирского кратона демонстрируют четко выраженную связь с главными этапами кимберлитового магматизма. Так, Виллойская КИП (373 млн. л.) демонстрирует эффект на состав оливина трубки Удачная-Восточная.

Составы оливинов триасовых гипабиссальных алмазоносных кимберлитов на основании около 1000 анализов (Рис. 1) существенно расширены в сторону повышенных концентраций Fe, Al, Ca, Cr и Ti, одновременно с уникальным интервалом содержания Fo от 77,3 до 93,0. Это существенно отличается от любых изученных кимберлитов мира и может свидетельствовать о рефертилизации глубинной части литосферной мантии под Сибирским кратоном в период внедрения пермотриасовой Сибирской КИП (252 млн. л.). Юрские кимберлиты (тр. Оливиновая) почти не испытывают влияния траппов (см. рис.).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект РНФ № 14-17-00602).

Литература:

1. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254 (1). С. 175-179.

2. Кинни Г., Гриффин Б.Дж., Хеамен Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Спеицус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс спектроскопическим (SHROMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т.38 (1). С. 91-99.

3. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита. // Геология и геофизика. 2015а. Т. 56 (1). С. 337—360.

4. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Батанова В.Г., Толстов А.В., Логвинова А.М., Кузьмин Д.В. Уникальные особенности вкрапленников оливина посттраповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия // Доклады Академии наук. 2015б. Т. 463 (5). С.587-591.

5. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Граханов С.А., Батанова В.Г., Логвинова А.М., Бульбак Т.А., Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Федорова Е.Н., Анастасенко Г.Ф., Николенко Е.И., Толстов А.В., Реутский В.Н. Перспективы поисков алмазоносных кимберлитов в северо-восточной части Сибирской платформы // В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. 2016. Материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск. С. 276-279.

6. Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Седерлунд У., Чемберлейн К.Р., Рождерс К. Куонапская крупная изверженная провинция (север Сибири, 150 млн. л.): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57(5). С. 833-855.

7. Burgess S.D., Blackburn T.J., Bowring S.A. High-Precision U-Pb Geochronology of Phanerozoic Large Igneous Provinces // In: Volcanism and Global Environmental Change // Cambridge: Cambridge Univ. Press. 2015. P. 47-62.

8. Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V.300. P. 239-245.

9. Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., van Achterbergh E., Cherenkova A.F., Cherenkov V.G. The Kharamai kimberlite field, Siberia: Modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event // Lithos. 2005. V. 81. P. 167-187.

10. Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.G., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V. Olivine in Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): Types, compositions and origins // Journal of Petrology. 2008. V. 49(4). P. 823-839.

11. Mitchell R.H. Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2008. V. 174. P. 1-8.

12. Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D.A., Yang Y.H., Yang J.H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 404. P. 283-295.

ТЕМПЕРАТУРНО-ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗА

Софронеев С.В.

*Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
АК АЛРОСА (ПАО); SofroneevSV@alrosa.ru*

На основе изучения пространственного распределения концентрации примесного азота в алмазных пластинах, предложен способ определения температурно-временных параметров ростовой истории алмаза [1]. Способ использует понятие интегрального параметра агрегации $K_n t$ примесных азотных С, либо А дефектов, численное значение которого для локальной области кристалла вычисляется через локальные концентрации этих центров, измеренные методом ИК-Фурье микроспектроскопии. Скорость реакции агрегации азотных центров в алмазе для кинетики порядка n связана с их текущей концентрацией [С] и константой скорости агрегации K_n уравнением [2, 3]:

$$\frac{d[C]}{dt} = -[C]^n \times K_n, \text{ где } K_n = A_r \exp\left(-\frac{E_a}{k_B T}\right) \quad (1)$$

Здесь E_a и A_r – экспериментально определяемые [3] значения энергии активации и постоянной Аррениуса процесса агрегации азотных С

либо А-центров, соответствующие кинетике агрегации n -го порядка, k_B – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура. Константы скорости реакции агрегации азотных С и А центров очень резко изменяются с температурой. На рис. 1 представлен расчет зависимостей констант реакции агрегации С и А центров от температуры по шкале Цельсия для $n = 2$.

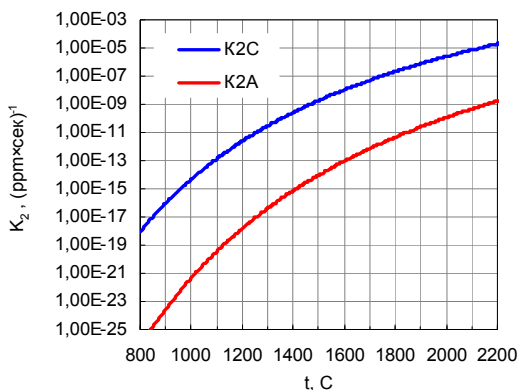


Рис. 1. Зависимость констант скорости реакции агрегации азотных С и А центров в алмазе от температуры $t^{\circ}C$.

Значения E_a и A_r для $n = 2$ взяты из работы [3]

Если предположить, что температура материнской среды генезиса алмаза T не остается постоянной, а может изменяться, то интегрирование уравнения (1) позволяет ввести понятие интегрального параметра агрегации азотных центров в алмазе, как функционала от температурной истории $T(t)$ данной локальной области кристалла от момента кристаллизации данной области до момента измерения в ней концентрации азота $t_{\text{кон}}$

$$K_n t = \int_{t_{\text{нач}}}^{t_{\text{кон}}} A_r \exp(-E_a/k_B T(t)) dt \quad (2)$$

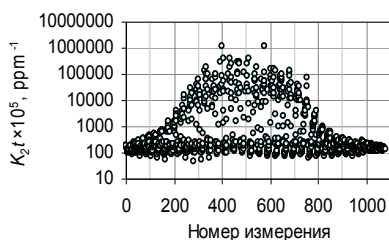
Численные значения интегрального параметра агрегации азотных А или С-центров при $n = 2$, для локальной области алмаза типа IaAB или смешанного типа Ib-IaA, соответственно, вычисляются из ло-

кальных значений концентраций азота [A] и [B] или [C] в соответствующих примесных азотных центрах [2-4].

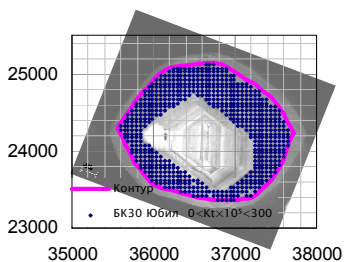
$$K_{2At} = 2 \times ([A]^{-1} - [A + B]^{-1}) \quad (3)$$

$$K_{2ct} = ([C]^{-1} - [C + A]^{-1}) \quad (4)$$

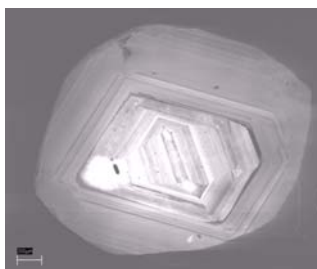
Можно сформулировать два важных для анализа температурно-временных условий генезиса алмаза свойства данного параметра: (1) – интегральный параметр K_{nt} имеет одинаковые значения на любых изохронных поверхностях роста кристалла, поскольку температурная история $T(t)$ для всех локальных областей, кристаллизовавшихся в одно и то же время, будет одинаковой (рис. 2 б).



(а)



(б)



(в)

Рис. 2. Алмазная пластина БК30 тр. Юбилейная: (а) – результат K_{2At} - картирования всей пластины; (б) – точки с значениями $K_{2At} \times 10^5 > 300 \text{ ppm}^{-1}$ обрисовывают фантом в центре, шаг сетки 200 мкм; (в) – ростовая структура пластины, проявленная методом катодолуминесценции

(2) – значения интегрального параметра монотонно уменьшаются для каждой последующей во времени изохронной поверхности роста кристалла, по отношению к предыдущей (рис. 3), с сохранением неизменной во времени разности значений $[\Delta(K)]_n(t)$ данного параметра для любых двух локальных областей кристалла с отчетами времени начала их кристаллизации t_1 и t_2 (t_2 больше t_1)

$$\Delta(K_n t) = \int_{t_1}^{t_2} A_r \exp\left(-\frac{E_a}{k_B T_{12}(t)}\right) dt \quad (4)$$

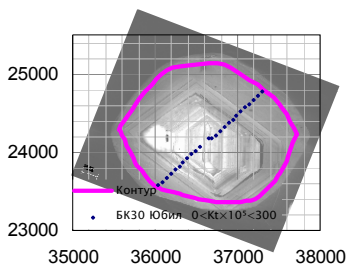
где $T_{12}(t)$ – температурная история кристалла на отрезке времени от t_1 до t_2 . В случае, если температура $T_{12}(t)$ на отрезке времени $\Delta t = t_2 - t_1$ в уравнении (4) остается постоянной и равной T мы получаем выражение для расчета температурно-временных характеристик событий генезиса алмаза в изотермической модели.

$$\Delta t \times A_r \exp\left(-\frac{E_a}{k_B T}\right) = \Delta(K_n t) \quad (5)$$

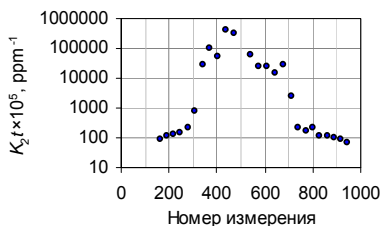
На рис. 4 представлена номограмма рассчитанных из уравнения (5) зависимостей изменения величины интегрального параметра агрегации А-центров $[\Delta(K)]_{1A}(t) \times 10^8$ от температуры по шкале Цельсия при различных продолжительностях процесса отжига алмаза типа IaAB от 0.5 часа (0.5 hour) до 5 млрд. лет (5 Ga), экспериментальные значения E_a и A_r для $n = 2$ взяты из работы [3].

При измерениях содержания азота методом ИК-Фурье микроскопии на пластинах из алмазов, имеющих сложную ростовую историю, вычисляемые значения интегрального параметра агрегации по измеряемому профилю иногда демонстрируют нерегулярные или аномальные изменения своей величины, за счет наложения в объеме измерительного луча нескольких областей с различными значениями параметра агрегации и со скачками в концентрации азота (внутренние границы остановок роста и растворения, сложный микрорельеф промежуточных границ роста и др.). Достоверные данные для анализа температурно-временной истории роста алмаза могут быть получены

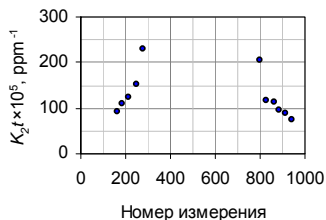
методом K_{nt} -профилирования или K_{nt} -картирования тонкой алмазной пластины, пересекающей регулярные ростовые слои, желательно в плоскости типа (110).



(а)



(б)



(в)

Рис.3. Положения точек измерения и значения параметра $K_{nt} \times 10^5$ (а) – вдоль траверсы, проходящей через генетический центр кристалла, (б) – в логарифмическом и (в) – в обычном масштабе.

График на фото (в) иллюстрирует линейное уменьшение интегрального параметра агрегации в точках траверсы (а) вне центрального фантома

Изучение ростовой истории алмазных пластин методом K_{nt} -профилирования позволяет сделать следующие выводы:

– величина интегрального параметра на краю кристалла, соответствующая постростовому периоду отжига, на 1÷3 порядка меньше его значения в генетическом центре кристалла (рис. 3 б), соответствующую

шего суммарному отжигу в верхней мантии за весь период генезиса природного алмаза;

– средняя и периферийная область кристалла часто содержит участки непрерывного линейного уменьшения величины интегрального параметра агрегации $\Delta(K_{2A}t)$ по слоям роста, величина изменения которого одного порядка с его значением на краю кристалла, либо со значением в его генетическом центре. Это говорит о том, что период непрерывного роста такого участка проходил при температуре, достаточной для процесса агрегации азота и измеримого увеличения величины интегрального параметра агрегации за период роста данного участка (рис.3 в);

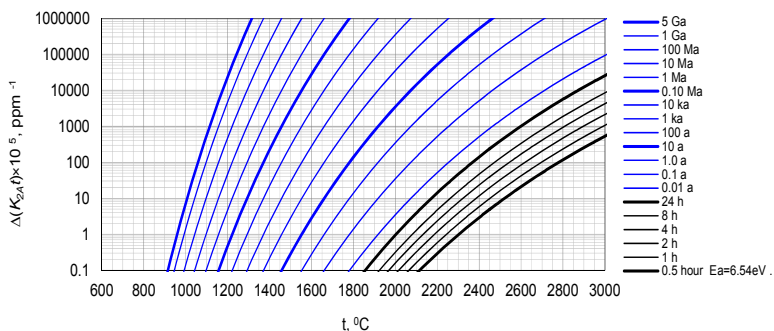


Рис. 4. Номограмма изохрон зависимости $\Delta(K_{2A}t \times 10^5)$ от $t, ^\circ\text{C}$ для процесса агрегации А-дефектов в алмазе типа IaAB при длительностях процесса агрегации от 0.5 часа (0.5 hour) до 5 млрд. лет (5 Ga)

– учитывая, что ростовой и постростовой период пребывания алмаза в верхней мантии имеет геологический масштаб времени, а периоды непосредственного роста кристалла имеют продолжительность на 6÷10 порядков меньше, можно сделать вывод о том (рис. 4), что периоды роста природного алмаза происходили в результате событий, происходящих при существенно более высоких температурах, чем средняя равновесная температура материнской среды, в которой пребывал алмаз.

Литература:

1. Софронеев С.В. (2015) / Пат. 2539904 Российская Федерация, МПК G01N 21/35, G01V 9/00, Способ восстановления температурно-временных условий генезиса алмаза / С.В. Софронеев. - №2013122237/28, заявл.14.05.2013, опублик. 27.01.2015, Бюл. №3. – 25 с.
2. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. – М.: Наука, 1986. – 222 с.
3. Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond//In: Field J.E. (ed.) The properties of natural and synthetic diamond. London: 1992, p. 259-290.
4. Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В. Причина разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная//Геология и геофизика, 2007. Т. 48. №9. С. 974–988.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ИМК НОВОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ (НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВ АНОМАЛИИ Т-54/14)

Старкова Т.С., Иванов А.С.

Ботубинская ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО)

В апреле 2015 года, при заверке аэромагнитной аномалии Т-54/14, геологами Ботубинской ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО) было вскрыто новое кимберлитовое тело, входящее в Сьюльдюкарское кимберлитовое поле нового Ыгыаттинского алмазоносного района. Кимберлитовое тело располагается на Виллой-Мархинском междуречье в истоках ручья Онкучах-Юрях (левобережье реки Виллой). Открытие нового кимберлитового тела поставило точку в многолетнем споре о перспективности Ыгыаттинского района на коренную промышленную алмазоносность, неоднократно поднимаемом ранее. Результаты кернового опробования кимберлитов показали алмазоносность, сопоставимую с промышленными месторождениями Якутской алмазоносной провинции.

Новое кимберлитовое тело состоит из двух близрасположенных тел – Западного и Восточного (рис. 1), отличающихся между собой как по минералогическим, так и по петрографическим свойствам [1].

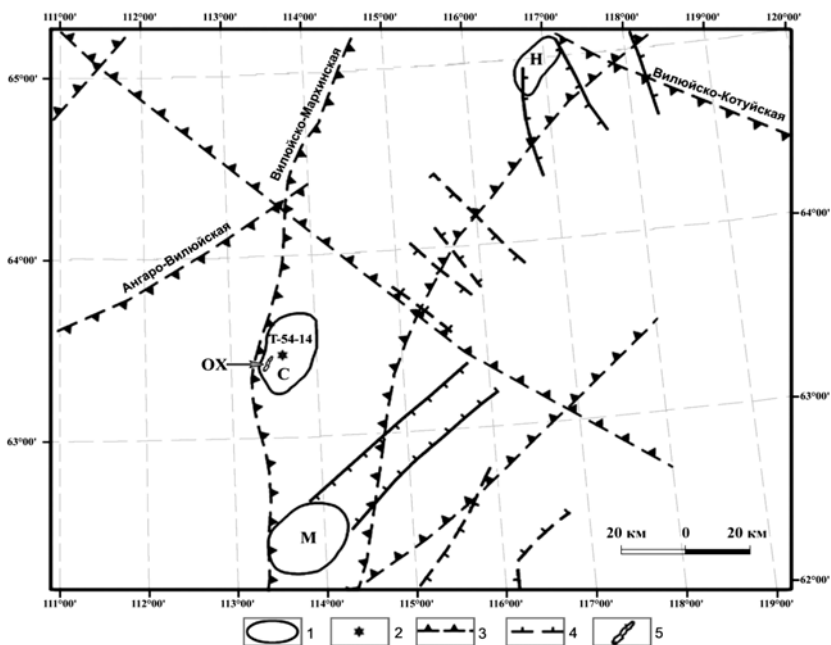


Рис. 1. Схема Вилуйско-Мархинского междуречья

1 – Контуры кимберлитовых полей, М – Мирнинское, С – Сьюльдюкарское, Н – Накынское; 2 – Кимберлитовые тела; 3 – зоны глубинных разломов I порядка; 4 – зоны глубинных разломов II порядка; 5 – а) западная ветвь б) восточная ветвь Вилуйско-Мархинской зоны разломов.

Индикаторные минералы (ИМК) в обоих телах представлены пикроильменитами, гранатами, хромшпинелидами. Определение составов ИМК проведено в ЦАЛ БГРЭ на микронзондовом анализаторе JXA-8230 (Jeol).

Гранаты. Изученная выборка составов гранатов Восточного тела представлена 499 анализами, Западного – 141 анализом. В обеих вы-

борках (рис.2) преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса (>80%), среди которых наиболее распространены хром-пиропы 9й и низкокальциевые хром-пиропы 10й кластерных групп [3], но соотношение их различно: в Восточном теле содержание пиропов 9й группы в 3,5 раза выше, чем пиропов 10й группы, тогда как в Западном теле данное соотношение составляет 1,2. Кроме того, в Восточном теле установлены единичные гранаты, отвечающие по составу уваровит-пиропам 11й группы с содержанием Cr_2O_3 8-10 мас.%, тогда как в выборке гранатов Западного тела отсутствуют гранаты с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8,5$ мас.%. Доля гранатов верлитового парагенезиса в Восточном теле составляет 10%, в Западном – 8%, при этом в обоих телах отсутствуют высококальциевые (>7,5 мас.% CaO) разновидности пиропов верлитового парагенезиса. Пиропы алмазонасного дунит-гарцбургитового парагенезиса установлены только в выборке составов гранатов Восточного тела, их содержание составляет 2,4%. Гранаты эклогитового парагенезиса, представленные пироп-альмандинами 3й группы, в обоих телах встречены в единичном количестве, в выборке гранатов Западного тела обращает на себя внимание достаточно высокое – ок.5% - содержанием магнизиальных альмандинов. Обе выборки отличает низкое содержание титанистых и полное отсутствие высокотитанистых разновидностей пиропов.

Пикроильмениты. Выборка составов пикроильменитов Восточного тела представлена 184 анализами, Западного – 138 анализами. В целом, в обеих выборках наиболее распространены низкохромистые пикроильмениты с сравнительно низким содержанием магния – 5-8 мас.% MgO (рис.3). При этом пикроильмениты Восточного тела более магнизиальные и более хромистые, среди них установлены высокомагнизиальные (>12 мас.% MgO) разновидности с различным содержанием хрома, отсутствующие в выборке пикроильменитов Западного тела. Но среди ферримагнитных разновидностей пикроильменитов Западного тела установлены единичные составы с повышенным содержанием примеси хрома (>1 мас.% Cr_2O_3), отсутствующие в Восточном теле.

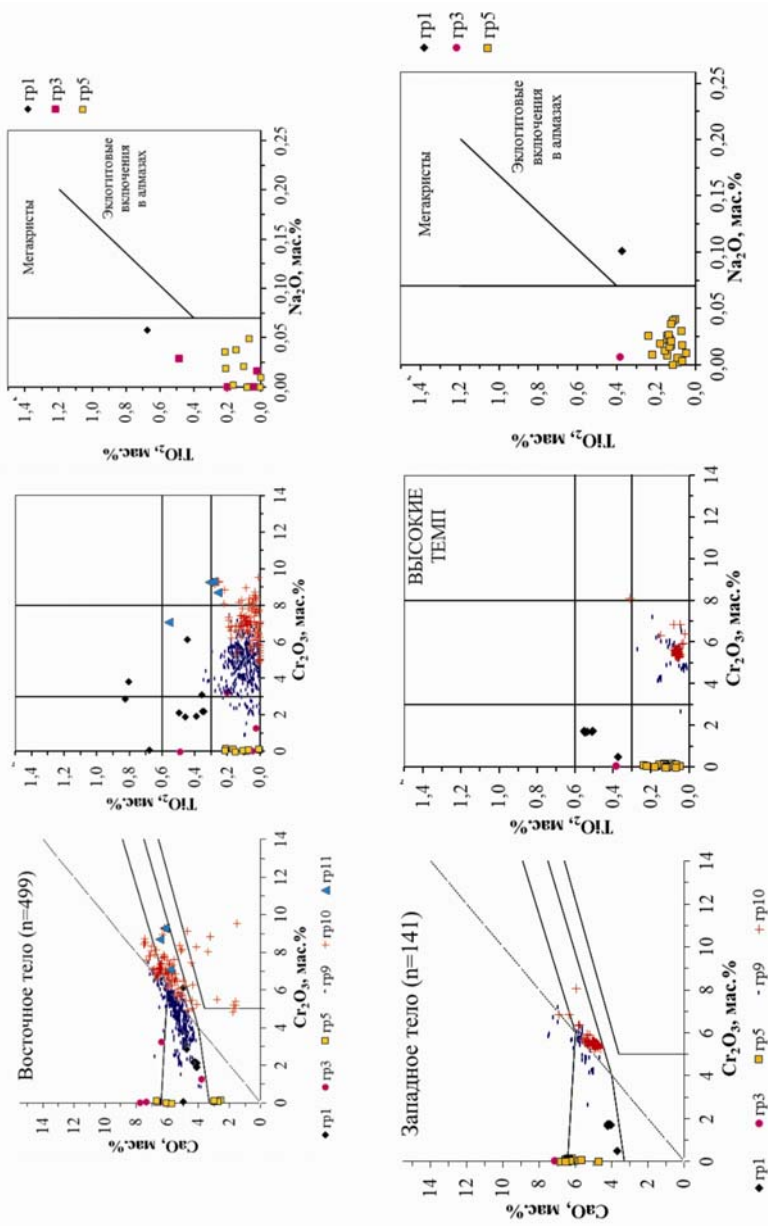


Рис.2. Диаграммы составов гранатов Аномалии Т-54/14 (а – Восточное тело, б – Западное тело)

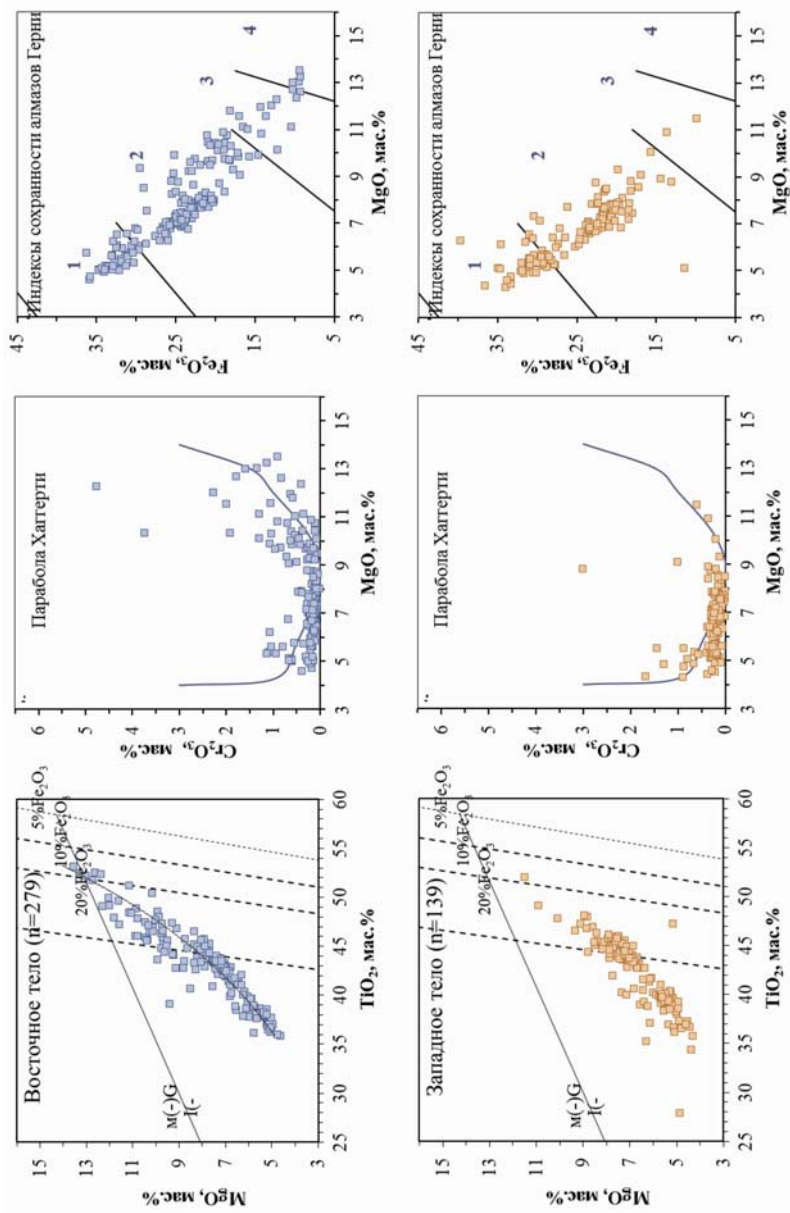


Рис.3. Диаграммы составов пикроилльменитов Аномалии Т-54/14 (а – Восточное тело, б – Западное тело)

В область алмазов с высокой степенью сохранности (области 3 и 4 на диаграмме Герни) попадает заметно большее количество пикроильменитов Восточного тела. Также необходимо отметить, что для пикроильменитов обоих тела характерна зональность: пикроильмениты Западного тела аномалии отличаются от пикроильменитов Восточного тела степенью изменений при взаимодействии с кимберлитовым расплавом. В краевых зонах зерен пикроильменитов Западного тела чаще встречаются оболочки из мелких агрегатов рутилов (рис. 4б). В краевых зонах пикроильменитов Восточного тела наблюдается образование мелких идиоморфных кристалликов хромшпинелидов, что свидетельствует о более глубокой степени метасоматических преобразований (рис. 4а).

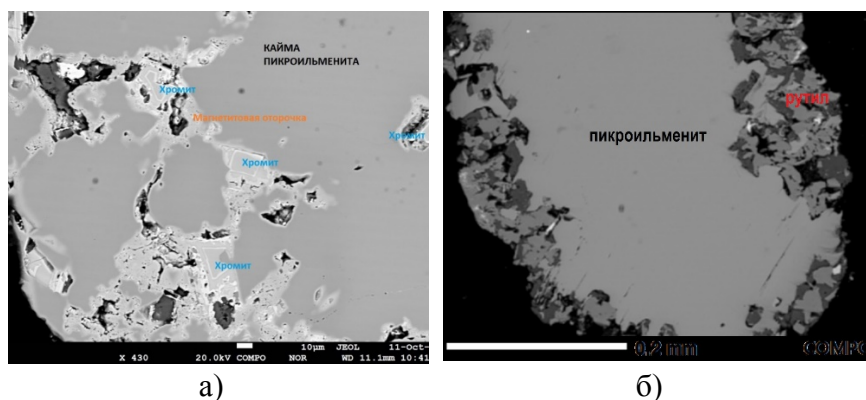


Рис.4. Электронно-зондовые снимки пикроильменитов в режиме фазового контраста (а – пикроильменит Восточного тела, краевая зона; б – пикроильменит Западного тела)

Хромшпинелиды кимберлитов аномалии Т-54/14 охарактеризованы составами 34 (Восточное тело) и 24 (Западное тело) зерен. Общей чертой изученных хромшпинелидов является большое разнообразие составов, от алюмошпинелей до высокохромистых хромитов (рис.5). Составы хромшпинелидов Восточного тела более глиноземистые и более титанистые. По содержанию хрома, титана и магния в область алмазоносных парагенезисов в Восточном теле попадают составы двух зерен, в Западном теле – трех зерен.

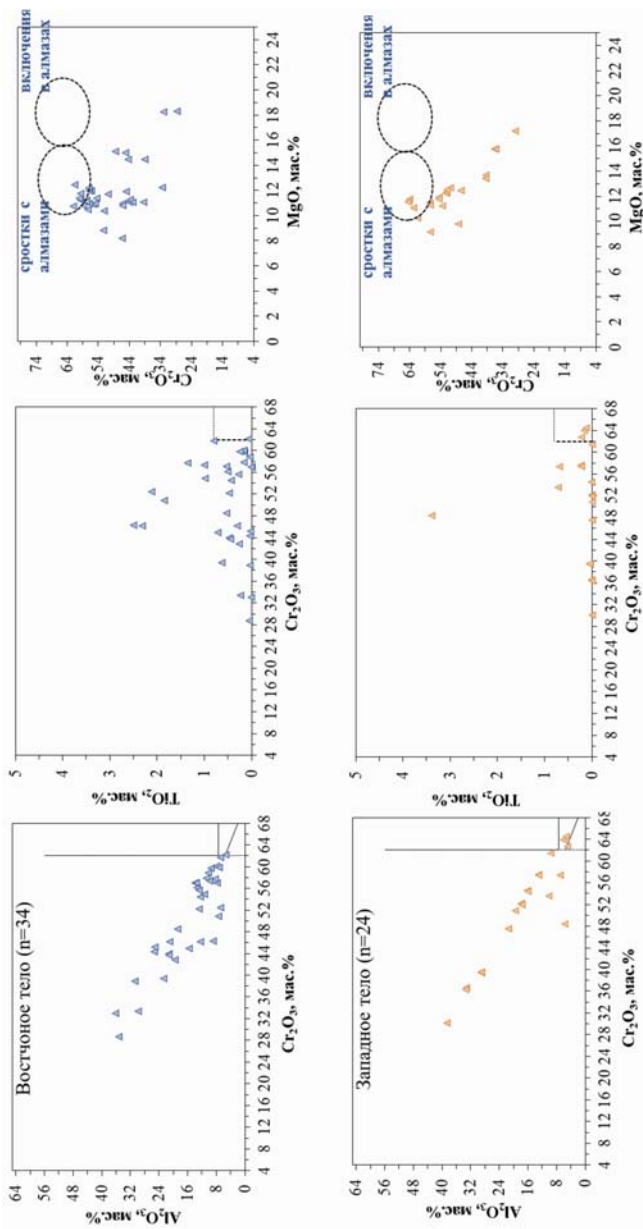


Рис.5. Диаграммы составов хромитов Аномалии Т-54/14 (а – Восточное тело, б – Западное тело)

Проведенные исследования составов ИМК Восточного и Западного кимберлитовых тел Аномалии Т-54/14 показали их заметные различия, как между собой, так и от кимберлитов близлежащего Мирнинского поля. Составы ИМК характеризуют кимберлиты аномалии Т-54/14 как промышленно алмазоносные.

Литература:

1. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М., Старкова Т.С. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов. Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 3. С. 86-94.
2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Наука, 1974
3. Dawson J.B., Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlites and xenoliths. J. Geol. 1975. Vol. 83. № 5. P. 589-607.

**ЛАТЕРАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА
ТЕРРИТОРИИ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ
(НА ПРИМЕРЕ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО
АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА)**

Тарских О.В., Спецнус З.В., Шахурдина Н.К.
НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), TarskikhOV@alrosa.ru

Якутская алмазоносная провинция располагается в западной части Республики Саха (Якутия), и охватывает Мирнинский, Оленекский, Булунский и частично Анабарский районы, на этой территории сосредоточено более 1000 кимберлитовых тел. Кимберлитовые трубки – уникальные платформенные магматические образования, предоставляющие в распоряжение исследователей материал верхней мантии Земли. Особенности глубинных ассоциаций позволяют оценить латеральную изменчивость верхнемантийных образований.

Далдыно-Алакитский алмазоносный район располагается в центральной части Центрально-Сибирской субпровинции Якутской алмазоносной провинции [1]. В него входят два кимберлитовых поля:

южное – Алакит-Мархинское и северное – Далдынское. Многочисленные кимберлитовые тела расположены в виде сближенных групп, «кустов», тяготеющих к глубинным разломам северо-восточного простирания.

Кимберлитовые тела Алакит-Мархинского поля образуют три группы (контуры 1, 2, 3 на рис. 1). Для кимберлитовых тел поля характерны широкие вариации в частотах встречаемости гранатов эцлогитового парагенезиса от 1% (трубка Восток), до 65,9% (трубка Радиоволновая).

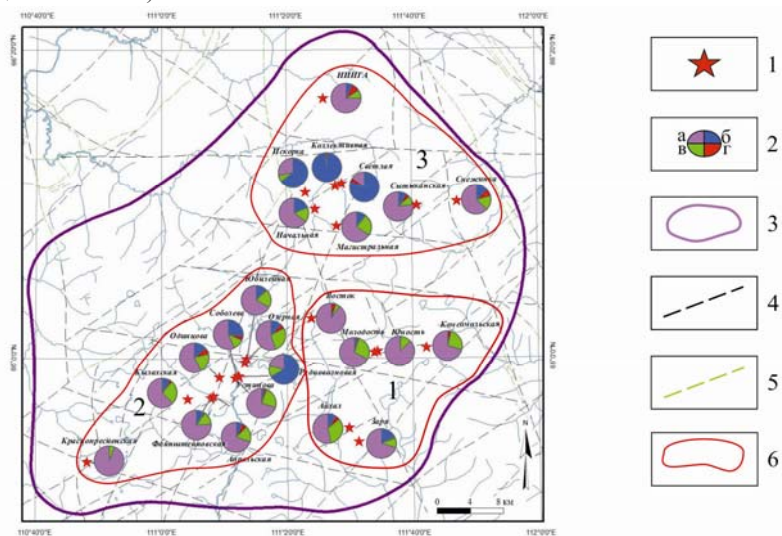


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля

Для кимберлитов тел первой группы характерно преобладание ультраосновного глубинного материала, существенная роль эцлогитов отмечена для трубок Айхал и Заря. Для кимберлитов второй и третьей групп характерно увеличение роли эцлогитового материала в разрезе верхней мантии по направлению от периферии к центру. Гранаты алмазной ассоциации представлены преимущественно дунит-гарцбургитовым парагенезисом, заметные количества гранатов алмазной ассоциации эцлогитового парагенезиса отмечены в кимберли-

тах трубок Озерная, Радиоволновая, Одинцова и Искорка, Коллективная, Светлая, Сытыканская, Снежинка.

Таким образом, для Алаakit-Мархинского поля характерен преимущественно ультраосновной состав верхней мантии на уровне как графит-пироповой, так и алмаз-пироповой фаций глубинности, с эклогитовыми линзами, возможно, выклинивающимися в периферийных частях «кустов» трубок.

В расположенном северо-восточнее Далдынском кимберлитовом поле выделяется 7 групп кимберлитовых тел (рис. 2). Для южной части поля (контур 1 на рис. 2) характерно широкое проявление эклогитов в разрезе верхней мантии. Для группы 2 характерно преобладание ультраосновного глубинного материала, тогда как в кимберлитах группы 3 участие эклогитов более заметно, максимально широко они проявлены в кимберлитах трубки Ленинградская, расположенной в центре. Среди гранатов алмазной ассоциации в кимберлитах группы 2 преобладает дунит-гарцбургитовый парагенезис. Алмазная ассоциация эклогитового парагенезиса преобладает в кимберлитах трубок Геофизическая и Ленинградская.

В северо-западной части поля расположена группа тел, включающая промышленно алмазосную трубку Удачная (4). Для кимберлитов этой группы характерно присутствие значительных количеств эклогитового глубинного материала. В кимберлитах тел группы 5 эклогитовый материал распространен крайне неравномерно. Гранаты алмазной ассоциации встречаются относительно редко и представлены преимущественно дунит-гарцбургитовым парагенезисом. Гранаты алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса отмечены в кимберлитах трубок Студенческая, Эврика и Аэромагнитная. В большинстве кимберлитовых тел группы 6 эклогитовые гранаты встречаются часто, их количество в выборках составляет от 6% (трубка Аргыс), до 43% (трубка Зимняя). Гранаты алмазной ассоциации представлены преимущественно ультраосновным парагенезисом. В кимберлитах трубок Зарница и Аргыс отмечены гранаты алмазной ассоциации лерцолитового парагенезиса. Для кимберлитов тел, расположенных в верховьях руч. Дяха (контур 7 на рис. 2), минимальная частота встречае-

мости эклогитовых гранатов отмечена в кимберлитах трубки Фестивальная, тогда как для расположенных южнее и севернее трубок Невидимка и Горняцкая этот показатель существенно выше (см. рис. 2а). Среди гранатов алмазной ассоциации, преобладает дунит-гарцбургитовый парагенезис, гранаты эклогитового парагенезиса в значительном количестве зафиксированы в кимберлитах трубки Невидимка, следовательно, линза эклогитов под трубками Зарница и Прогнозная, протягивается и под трубкой Невидимка (см. рис. 2а).

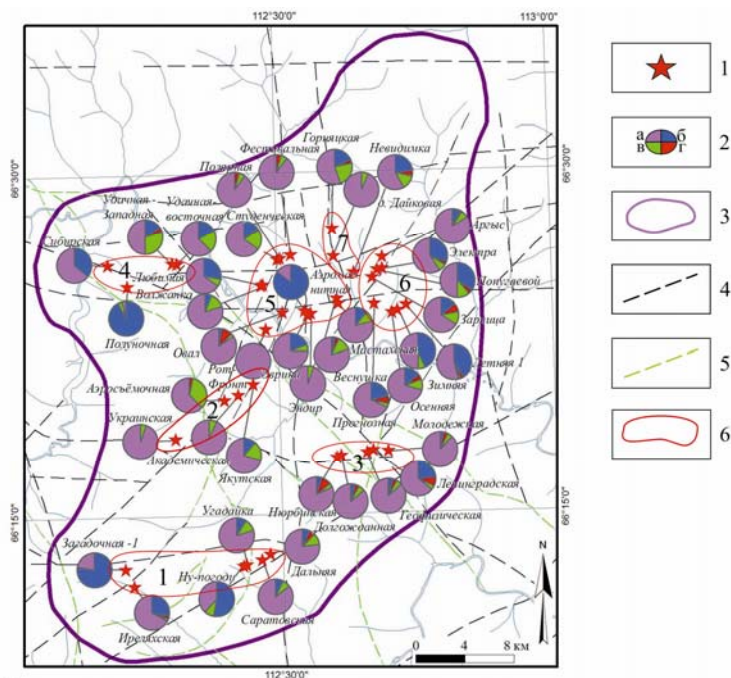


Рис. 2. Схема расположения кимберлитовых тел Далдынского поля

Таким образом, фиксируется сходство в распределении глубинного материала в мантийном разрезе Алакит-Мархинского и Далдынского полей, что согласуется с их геологическим положением вдоль единой зоны разломов. В верхнемантийном субстрате под этими по-

лями преобладают ультраосновные породы, среди которых имеются линзы эклогитов, в том числе алмазоносных (в северо-западной части Далдынского поля). Следует подчеркнуть, что верхняя мантия под Далдынским полем более неоднородна и более дислоцирована по сравнению с Алаakit-Мархинским и Мирнинским полями, что подтверждается распространением в трубке Удачная и других трубках этого поля катаклазированных перидотитов и эклогитов [3], при этом в мантии Далдынского поля более широко распространены эклогиты, что согласуется с данными по распространенности ксенолитов мантийных пород [3, 8]. При этом в трубке Удачная и других этого поля установлены кианитовые и коэситовые эклогиты, что свидетельствует о наличии характерной свиты высокоглиноземистых пород в мантии под кимберлитами Далдынского поля [8]. Характер распределения промышленно-алмазоносных тел на территории района заставляет полагать, что большая часть алмазоносных пород сосредоточена на восточном фланге Алаakit-Мархинского поля, и в северо-западной части Далдынского поля.

Полученные данные по вероятному составу субстрата верхней мантии, подтверждают вывод о наличии латеральной петрографической неоднородности в пределах кимберлитовой провинции [3, 8], которая фиксируется как на уровне отдельных полей, так и отдельных кустов трубок. Не исключено, что в некоторых случаях аномальный состав обусловлен избирательным захватом мантийного материала. Установлено, что для промышленно алмазоносных кимберлитовых тел характерно присутствие в концентрате существенного количества гранатов алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса.

Литература:

1. Горев Н.И. Тектонические исследования при прогнозировании коренных источников алмазов. // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронежский государственный университет, 2005, С. 1175-1202.
2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, изд-во Наука, 1974. 263с.
3. Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990, 272с.

4. Специус З.В., Иванов А.С., Митюхин С.И. Ксенолиты и мегакристы с алмазами из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Накынское поле, Якутия). Доклады РАН, 2006, т. 408, № 6, с. 810 –814.

5. Dawson J.B. and Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol., 1975, 83: p. 589-607.

6. Gurney J.J. A correlation between garnets and diamonds // In Glover J.E., Harris P.G., eds. Kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual model in exploration, Univ. of W. Australia, 1984, n8, p. 143-166.

7. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of piroxene paragenesis garnets distribution in Yakutian Kimberlites and some aspects of Siberian craton lithospheric mantle evolution // in Gurney J.J. et al., Proceeding of Seventh International Kimberlite Conference, 1999, Cape Town, v.2, p.689-698.

8. Spetsius Z.V. Occurrence of Diamond in the Mantle: a case study from the Siberian Platform. In W.L.Griffin ed. Diamond Exploration: Into the 21st Century. Journal of Geochemical Exploration 53. 1995, 53, p.25-39.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОМ ОРУДЕНЕНИИ МАССИВА ТОМТОР

Толстов А.В., Баранов Л.Н., Лазарева Е.В., Карманов Н.С.

ИГМ СО РАН, г. Новосибирск,

tolstov@igm.nsc.ru

Проявления россыпного золота и минералов группы платины (МПГ) широко известны по всему северу Сибирской платформы, но их изученность, несмотря на содержательные публикации последних лет, остается явно недостаточной [1,4]. Концентрации золота и МПГ на отдельных участках россыпей достигают 0,2-2,0 г/м³ и более при соотношении этих металлов 1:1 – 2:1, что предопределяет повышенный интерес к ним. В последние годы благородные металлы реально рассматриваются как объекты попутного извлечения при добыче алмазов из россыпей [3]. Вопрос их коренного источника в этом районе до сих пор остается открытым и дискуссионным[4].

Ранее нами обоснованы предпосылки выявления наравне с сульфидным медно-никелевым оруденением норильского типа, нового

нетрадиционного коренного источника МПГ – кембрийских высокоуглеродистых сланцев куонамской битуминозной толщи [5]. Результаты изучения состава МПГ и особенностей их распространения в пределах Севера Сибирской платформы, свидетельствуют о реальной возможности приуроченности их коренного источника к северо-восточному склону Анабарской антеклизы [3,4,5]. В последние десятилетия видными российскими учеными высказана идея о новом коренном источнике МПГ, связанном со ультраосновными щелочными комплексами (УЩК) [1,2,3].

В пределах Уджинского поднятия, выявлены и изучены крупные массивы йолит-карбонатитовой формации (УЩК) Томтор и Богдо. При их изучении основное внимание уделялось уникальному Nb-TiR оруденению, приуроченному к гипергенному комплексу. Единичные определения концентраций платиноидов в ультраосновных породах Томтора (пикриты, альнеиты) не выявили значительных концентраций. Это направление представляется нам весьма перспективным, поскольку значительно расширяет рудный прогнозный потенциал щелочных массивов, которые на МПГ не анализировались.

Выполненные нами исследования самородной платины из россыпей Анабаро-Уджинского междуречья показали интересные результаты. Выявленные в зернах платины сульфиды иридия, осмия и родия, встреченные ранее только в ультраосновных породах (рис.1, табл. 1) позволяют уточнить их коренной источник и предполагают возможную их связь с массивами УЩК, что высказывалось ранее [1,4].

Включения пирротина в золоте, выявленные по единичным зернам из россыпей Анабаро-Уджинского междуречья (рис.2, табл.2), также подтверждают возможную приуроченность коренного золотого оруденения к массивам УЩК. И, наконец, первое рудное золото, выявленное нами при детальном изучении щелочных пород (рис. 3, табл. 3) и камафоритов [1] массива Томтор явно свидетельствует о его высокой потенциальной рудоносности в отношении благороднометаллового оруденения, что, несомненно, требует дальнейшего изучения.

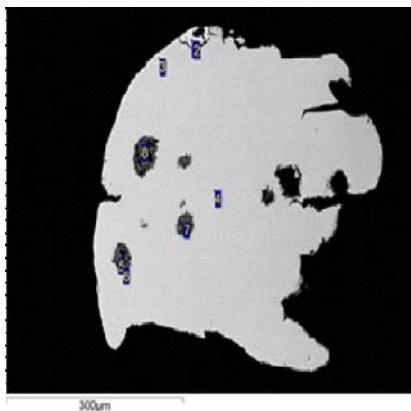


Рис. 1. Сульфиды иридия, осмия и родия (ряда кашенит-баунит) в зерне родий-иридиевой ферроплатины из аллювия междуречья Анабар-Уджа

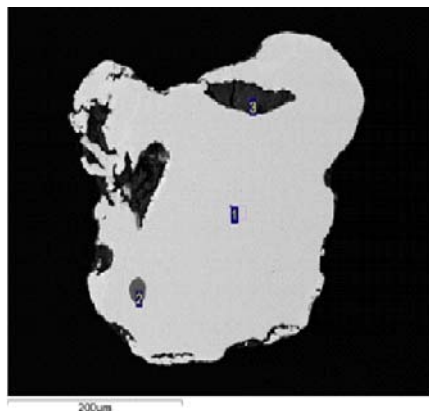


Рис. 2 Включение пирротина в зерне золота из аллювия междуречья Анабар-Уджа

Таблица 1

Состав включений в зерне платины

| № | S | Fe | Ni | Cu | Ru | Rh | Os | Ir | Pt | Total |
|---|-------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1 | | 1,05 | | | 1,98 | 3,67 | 28,89 | 51,91 | 12,5 | 100 |
| 2 | | 0,72 | | | 2,71 | 3,61 | 28,58 | 52,45 | 11,94 | 100 |
| 3 | | 1,14 | | | 2,25 | 5,18 | 29,11 | 54,86 | 7,45 | 100 |
| 4 | | 7,31 | | | | 3,35 | | 8,4 | 80,94 | 100 |
| 5 | 21,91 | 1,89 | 2,74 | 2,11 | | 64,53 | | | 6,82 | 100 |
| 6 | 30,72 | 6,98 | 2,14 | 7,08 | | 41,25 | | 8,89 | 2,93 | 100 |
| 7 | 22,52 | 1,92 | 2,81 | 6,84 | | 53,87 | | 4,82 | 7,21 | 100 |
| 8 | 22,09 | 2,28 | 2,2 | 2,67 | | 64,35 | | 0 | 6,41 | 100 |

Таким образом, в массиве Томтор установлено золоторудное проявление. Первоочередными объектами дальнейшего изучения для выявления благороднометалльного (золото и платина) оруденения на Северо-востоке Сибирской платформы, являются ультраосновные и ще-

лочные породы УЦК массивов Уджинской провинции Томтор и Богдо, где в ближайшее время возможно открытие значимого золотого и платинового оруденения.

Таблица 2

Состав включений в зерне золота из Анабаро-Уджинского междуречья

| № | O | Mg | Al | Si | S | Ca | Ti | Fe | Cu | Ag | Au | Total |
|---|-------|------|------|-------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| 1 | | | | | | | | | | 14,52 | 85,48 | 100 |
| 2 | | | | | 39,34 | | | 59,83 | 0,84 | | | 100 |
| 3 | 40,13 | 0,54 | 7,68 | 11,91 | | 0,71 | 0,92 | 38,1 | | | | 100 |

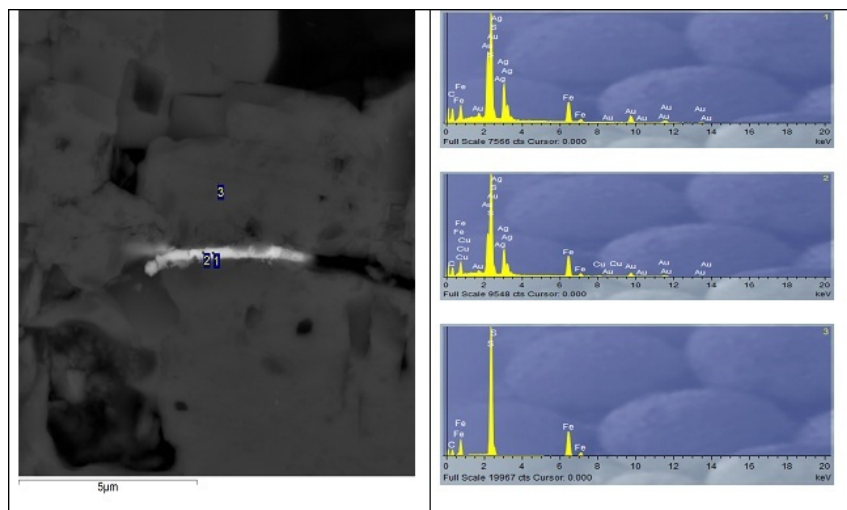


Рис. 3. Первое рудное золото в пирите из щелочных сиенитов массива Томтор (скв. №7209)

Таблица 3

Состав рудного золота из щелочных пород массива Томтор

| № | Fe | Cu | Au | Ag | S | Сумма |
|---|-------|------|-------|-------|-------|--------|
| 1 | 15,41 | | 44,47 | 27,55 | 26,52 | 113,95 |
| 2 | 21,11 | 0,54 | 33,79 | 26,51 | 32,31 | 114,26 |
| 3 | 46,05 | | | | 55,3 | 101,35 |

Наличие невоскрытых под чехлом мезо-кайнозойских отложений массивов (Чюэмпэ, Уэле) [1,9,12] многократно повышает перспективы коренной золоторудности и платиноносности всего Севера Сибири.

Литература:

1. Баранов Л.Н., Толстов А.В., Лазарева Е.В., Карманов Н.С. Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор. // Сб. малов VI Росс. Мол. науч.-практ. Школы с межд. участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН, Москва. 2016. с.56-58

2. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (Север Центральной Сибири). // «Наука», С-Пб., 2002, с. 618-621.

3. Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь). // Геохимия. 1994. №1, с. 1568-1577.

4. Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Золотоплатиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы. // Отечественная геология, 2012, №5, С. 11-20.

5. Слепцов А. П., Толстов А.В., Баранов Л.Н. Новый взгляд на полезные ископаемые Томторского рудного поля. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. М-лы Всерос. науч.-пр. конф. 2016, Якутск, СВФУ, с. 271-275.

6. Толстов А.В. Минералогия и геохимия золота СЗ Якутии и перспективы золоторудности Анабарского щита // Вестник ВГУ, Воронеж, 1999, №8, с. 194-197.

7. Толстов А.В. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1999, 164 с.

8. Толстов А.В. Перспективы платиноносности Анабарской антеклизы // Вестник Госкомгеологии (Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия), Якутск, 2001, №1, с. 82-87.

9. Толстов А.В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. М.: ИМГРЭ, 2006, 212 с.

10. Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор (С-3 Якутия) // Геология и геофизика. 1994. № 9, С.91-100.

11. Толстов А.В., Энтин А.Р., Тянь О.А. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1995, 168 с.

12. Tolstov A.V. Platinum prospects of alkaline rocks of Udzha province (northwest of Yakutia). 30-th IC on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" 29 September - 02 October 2014 Antalya - Turkey Ak-deniz University-Antalya \ UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers-Ankara \ 2014. Abst. Book. p 196-197.

ЛОНСДЕЙЛИТ В ЯКУТИТАХ

Угапьева С.С., Заякина Н.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск, sargylana-ugapewa@yandex.ru;
n.v.zayakina@diamond.ysn.ru*

В настоящее время существуют разные мнения о лонсдейлите: большинство исследователей считают, что лонсдейлит - это структурное несовершенство алмаза, а определяемые на рентгенограммах примеси его представляют собой количественную характеристику лонсдейлитового разупорядочения структуры алмаза, что подтверждается данными электронной микроскопии высокого разрешения и спектроскопии [1, 5-6, 10 и др.]. П. Немет с коллегами [10] считают, что лонсдейлит в чистом виде получить невозможно, он может существовать только в виде дефектов упаковки и плоскостей двойникования в алмазе. Они утверждают, что область 18 ГПа, 1400 К на фазовой диаграмме P-T углерода соответствует полю алмаза, содержащего дефекты в виде плоскостей двойникования и дефектов упаковки. Кроме того, по их данным графит преобразуется в алмаз без промежуточной фазы – лонсдейлита, что ранее было отмечено в работе [1].

Часть исследователей придерживается мнения, что лонсдейлит представляет собой самостоятельный минерал [2-3, 8-9]. Лонсдейлит в виде самостоятельных кристаллов и частиц размером до 5 мкм выявлен в метаморфических породах Кумдыкольского

месторождения (Казахстан) [8, 9]. Наличие лонсдейлита в таких породах связывают с воздействием флюидных процессов и отмечают, что обнаруженные самостоятельные частицы лонсдейлита отличаются от таковых в импактных алмазах по степени кристалличности, форме выделения, размерности моноблоков и спектральным характеристикам.

По экспериментальным данным смесь алмаза и лонсдейлита получена в результате термобарической обработки графита в условиях высоких давлений 7-13 ГПа и высоких температур 1170-1470 К. При этом лонсдейлит обнаружен, как в прослойках внутри алмазных частиц, так и отдельными частицами в виде двойников [2].

В работе [3] отмечается, что лонсдейлит в незначительных количествах всегда присутствует в любых разновидностях алмаза в виде дефектов упаковки, кристаллическая структура которых соответствует гексагональной решетке. Изучив в наноалмазах дальние отражения лонсдейлита, свободные от других пиков, авторы статьи [3] утверждают, что лонсдейлит в этой области довольно отчетливо проявляется даже при небольших концентрациях. По их мнению, в спектрах КР лонсдейлит вызывает лишь уширение и смещение пиков алмаза. Сделан вывод, что лонсдейлит является самостоятельной гексагональной фазой углерода.

Нами представлены результаты рентгенографического изучения пяти образцов якутитов, в которых рентгенографическими методами Лауэ и порошка подтверждено наличие лонсдейлита. Исследованные образцы ранее описаны в работах [4, 7]. В зависимости от выраженности ориентировки субиндивидов в якутитах выбраны различные условия съемки, в том числе и положение образца относительно первичного пучка. Полученные лауэграммы свидетельствуют о том, что исследованные образцы являются поликристаллическими с явно выраженной текстурой и высокой степенью дефектности, на которую указывают полосы астеризма. Степень текстурированности зерен различна, углы рассеяния текстуры 15-30°. На рентгенограммах двух образцов определены отражения лонсдейлита. По нашему опыту

выявление лонсдейлита в крупных образцах рентгеновским методом без дробления редко бывает успешным. Главным образом из-за малой чувствительности метода. Поэтому некоторые образцы якутитов после пробных съемок рентгенограмм, на которых не зафиксированы линии лонсдейлита были расколоты.

Фрагменты расколотых образцов разделены на группы по особенностям морфологии, цвету и прозрачности: 1 – полупрозрачные светло-желтые округлые фрагменты; 2 – полупрозрачные светло-серые фрагменты с большим количеством черных включений; 3 – темные непрозрачные уплощенные зерна неправильной формы с параллельным положением блоков.

Таблица

Дебаграммы якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района и табличные данные для алмаза и лонсдейлита

| Алмаз (PDF - 2, № 006-0675) | | Лонсдейлит (PDF - 2, № 019-0268) | | Образец 406 – прозрачный фрагмент с тонкой серой пленкой по краю | | Образец 407 – фрагмент с черными включениями | | Образец 407 – прозрачный фрагмент | | Образец 407 – серый фрагмент | |
|-----------------------------------|-----|--|-----|--|----|---|----|--|----|------------------------------------|----|
| d/n, | I | d/n, | I | d/n, | I | d/n, | I | d/n, | I | d/n, | I |
| 0,2060 | 100 | 0,2190 | 100 | 0,2185* | 2 | 0,2179 * | 3 | 0,2057 | 10 | 0,2191* | 2 |
| | | 0,2060 | 100 | 0,2060 | 10 | 0,2070 | 10 | | | 0,2067 | 10 |
| | | 0,1920 | 50 | | | 0,1929 * | <1 | | | 0,1941* | <1 |
| 0,1261 | 25 | 0,1500 | 25 | 0,1256 | 6 | 0,1273 | 8 | 0,1260 | 8 | 0,1254 | 7 |
| | | 0,1260 | 75 | | | | | | | | |
| | | 0,1170 | 50 | | | | | | | | |
| 0,1075 | 16 | 0,1075 | 50 | 0,1077 | 3 | 0,1081 | 6 | 0,1071 | 7 | 0,1075 | 4 |
| | | 0,1055 | 25 | | | | | | | | |
| 0,0892 | 8 | 0,0855 | 25 | | | | | 0,0891 | 4 | | |
| 0,0818 | 16 | 0,0820 | 25 | | | | | 0,0815 | 6 | | |

Линии лонсдейлита зафиксированы на дебаграммах серых обломков якутитов с черными включениями (2 группа) и непрозрачных темных уплощенных зерен неправильной формы (3 группа), других дополнительных фаз не выявлено. На рентгенограммах прозрачных светло-желтых фрагментов (1 группа) расколотых образцов проявились лишь линии алмаза. Результаты

расчета дебаеграмм якутитов с лонсдейлитом приведены в таблице. Достоверность выявления отражений лонсдейлита не вызывает сомнений, поскольку ошибка в определении величины межплоскостных расстояний при точности замера положения линии 0,1–0,15 мм в камере РКД не превышает 0,001–0,0015 нм соответственно.

Учитывая, что дискуссия о природе лонсдейлита – считать ли его самостоятельным минералом или политипом алмаза – продолжается, нами не ставилась задача выяснения его природы, мы принимаем его как самостоятельную фазу, имеющую свою дифракционную картину, что позволяет оценивать ее количественно в случае смеси с алмазной фазой.

Литература:

1. Бритун Ф.В., Курдюмов А.В., Петруша И.А. Структурные особенности зарождения плотных фаз при сжатии гексагонального графита // Сверхтвердые материалы. – 2003. – №5. – С. 11–18.

2. Кульницкий Б.А., Пережогин И.А, Бланк В.Д. Политипы и двойники в системе алмаз - лонсдейлит // Химия и химическая технология. – 2015. – Т. 85, вып. 5. – С. 48–50.

3. Налетов А.М., Ножкина А.В. Лонсдейлит в наноалмазах // Породообразующий и металлообразующий инструмент – техника, технология его изготовления и применения. – 2011. – №14. – С. 195–201.

4. Павлушин А.Д., Угапьева С.С. Исследование агрегатов якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района методом дифракции отраженных электронов (EBSD) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / Отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 331-334.

5. Петровский В.А., Филоненко В.П., Силаев В.И., Зибров И.П., Сухарев А.Е., Земнухов А.Л., Помазанский Б.С. Рентгеновский анализ якутитов и оценка содержания в них примеси лонсдейлита // Вестник Пермского университета. Геология 2013. Вып. 3 (20). С. 43-60.

6. Силаев В.И., Петровский В.А., Сухарев А.Е., Смолева И.В., Помазанский Б.С., Земнухов А.Л.. Якутиты: минералого–геохимические свойства и новая версия происхождения. Статья 2 // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2014. №4. С. 12–22.

7. Угапьева С.С., Заякина Н.В., Павлушин А.Д., Олейников О.Б. Результаты комплексного минералогического исследования якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района. // Отечественная геология, 2010. №5. С. 37-44.

8. Шумилова Т.Г., Майер Е., Исаенко С.И. Монокристаллический лонсдейлит в регионально-метаморфизованных метасоматически измененных породах // Минералогические перспективы: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 161.

9. Шумилова Т.Г., масайтис В.Л., Исаенко С.И., Майер Е., Кис В.К., Макеев Б.А. Полигенез и типоморфизм лонсдейлита // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012. №2. С. 11-13.

10. Nemeth P., Laurence A.J. Garvie, Toshihiro Aoki, N. Dubrovinskaia, L. Dubrovinsky, P. Buseck. Lonsdaleite is faulted and twinned cubic diamond and does not exist as a discrete material // Nature Communications. – 2014. – DOI: 10.1038. – ncomms 6447.

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО ПОЛЯ

Шахурдина Н.К.

*Научно-Исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП),
АК «АЛПРОСА» (ПАО), г. Мирный*

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле расположено в пределах Далдыно-Алакитского алмазоносного района, занимающего бассейн верхнего течения р.Марха. В тектоническом отношении, поле располагается в зоне сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой. В Алакит-Мархинском поле обнаружено 96 кимберлитопоявлений, из них 62 кимберлитовых трубки. Промышленных месторождений алмазов - 6, среднее содержание алмазов в месторождениях колеблется от 0,28 до 5,68 кар/т. Кимберлитовые тела группируются в отдельные кусты, которые приурочены к Далдыно-Оленекской кимберлитоконтролирующей зоне северо-восточного простираения (рис.1).



Рис.1. Геологическая карта Алаakit-Мархинского кимберлитового поля

Кимберлитовые трубки различаются по вещественному составу и алмазонасности. По вещественному составу выделяются, в основном, три разновидности: автолитовая кимберлитовая брекчия (АКБ), кимберлитовая брекчия (КБ), порфировый кимберлит (ПК). Крупные диатремы как правило сложены двумя-тремя разновидностями кимберлитов (рис. 2) [3]. По содержанию алмазов кимберлитовые трубки разделяются на: неалмазонасные (алмазы не обнаружены), весьма низкое (среднее содержание менее 0,1 кар/т), низкое (среднее содержание от 0,1 до 0,3 кар/т), среднее (среднее содержание от 0,3 до 1,0 кар/т), высокое (среднее содержание от 1,0 до 3,0 кар/т), уникальное (среднее содержание более 3,0 кар/т) (рис. 2) [4].

Фактическим материалом для выполненных исследований стала база цифровых данных кимберлитовых трубок Якутской алмазонасной провинции, составленная автором совместно со специалистами Амакинской ГРЭ. База содержит название кимберлитового тела или жилы, координаты (прямоугольные и географические), форму, размеры, простирание, тип породы, абсолютный возраст, алмазонасность, принадлежность к кимберлитовому полю, алмазонасному району, алмазонасной субпровинции. Итого в базе данных насчитывается 1208 кимберлитовых проявлений, по 25 известным кимберлитовым

полям. Полученные картографические материалы уже использовались при построении карт и схем на территорию Якутской алмазоносной провинции.

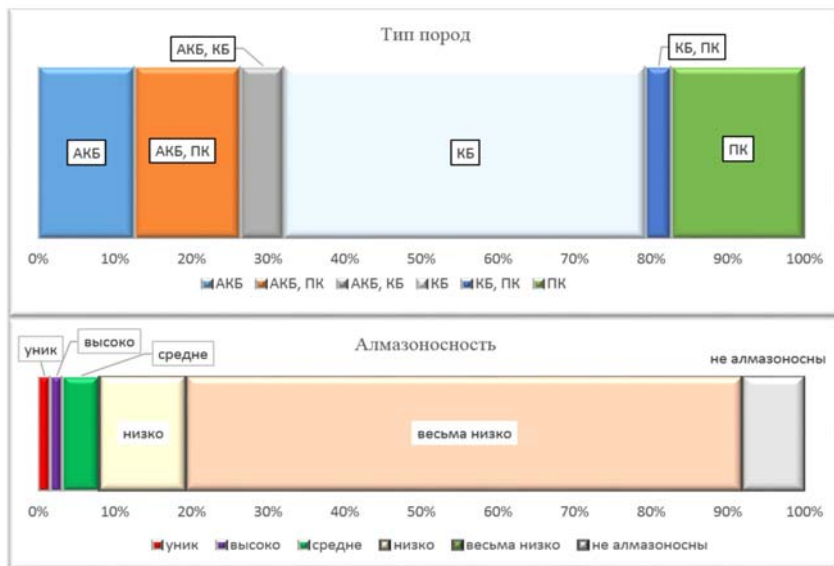


Рис.2. Диаграмма распределения вещественного состава и алмазоносности кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля

Как видно из диаграммы по типу кимберлитовых пород, лидирующее положение занимают кимберлитовые брекчии (КБ) – 47%, далее с практически с равной частотой встречаются порфировые кимберлиты (ПК) - 17% и автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) - 13%.

Распределение кимберлитовых трубок по алмазоносности выглядит следующим образом: неалмазоносные кимберлитовые трубки составляют 8%, весьма низкоалмазоносные - 73%, низкоалмазоносные - 11%, кимберлитовые трубки с промышленным содержанием (более 0,3 кар/т) составляют всего 9%. Примечание: в статистическом расчете принимали участие только кимберлитовые трубки Алакит-Мархинского поля, без жил и даек.

Определение возраста кимберлитовых тел играет важную роль в изучении закономерностей формирования кимберлитового магматизма в пределах алмазоносного поля. По результатам систематических определений Rb-Sr методом абсолютного возраста кимберлитовых пород, выполненных в лаборатории масс-спектрометрических методов анализа ИГАБМ СО РАН, установлены пять эпох кимберлитового магматизма Якутской алмазоносной провинции: среднепалеозойская, раннепалеозойская (триасовая), позднеюрская, меловая и палеогеновая [2].

Алакит-Мархинское поле в целом имеет среднепалеозойский возраст, основная масса значений изотопных возрастов лежит в интервале 350-370 млн.лет. Не исключено, что эти датировки отвечают определенному этапу кимберлитового магматизма [1].

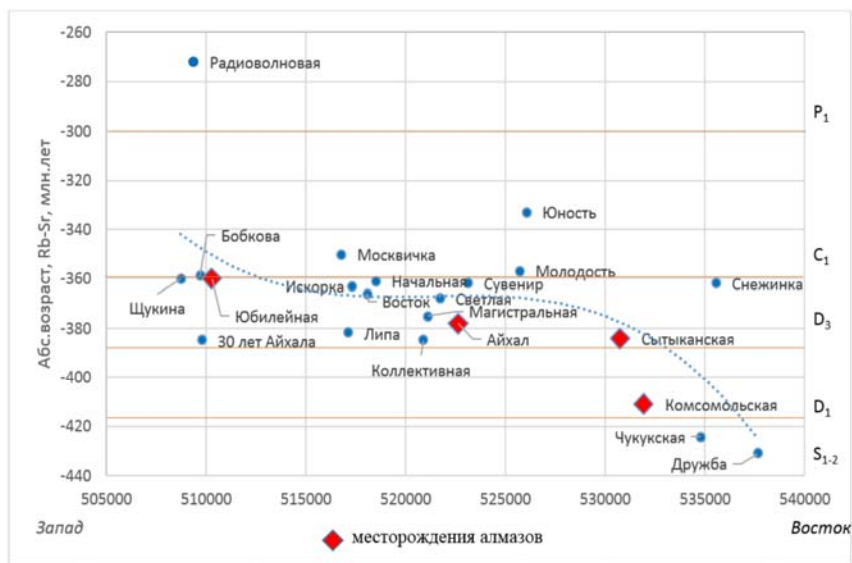


Рис.3. Картографическое распределение кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля

В пределах Алакит-Мархинского поля был выполнен анализ радиологического датирования 22 кимберлитовых трубок, включая месторождения: «Юбилейная», «Айхал», «Сытыканская» и «Комсо-

мольская» [2]. Рассматривая пространственное положение кимберлитовых тел, можно заметить, что более наиболее древние кимберлиты отмечены в северо-восточной части поля (трубка Дружба – 431 млн. лет и Чукукская – 424 млн.лет), а наиболее молодые кимберлиты – на юго-западе (трубка Радиоволновая – 272 млн.лет). Таким образом, с северо-востока на юго-запад наблюдается омоложение возраста кимберлитового магматизма, что в принципе не противоречит ориентировке Далдыно-Оленекской кимберлитоконтролирующей зоны (рис.3).

Кимберлитовые тела центральной части поля имеют, в основном, поздне-девонский возраст, включая месторождение Айхал. Всего в пределах поля выделяются три основные эпохи кимберлитового магматизма: нижне-, верхне-силурская; поздне-девонская и нижне-карбоновая.

Литература:

1. Зайцев А.И., Смелов А.П. Rb-Sr изотопная система кимберлитов алмазонасных и неалмазонасных трубок Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Якутия) // Отечественная геология. 2009. №5. С.31-39.
2. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации. Якутск: ООО РИЦ «Офсет». 2010.108 с.
3. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский К.Н., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. М.: Наука. 1983. 158 с.
4. Подчасов В.М., Минорин В.Е., Богатых И.Я. и др. Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки коренных месторождений алмазов. Книга 1. Коренные месторождения. Якутск: ЯФ ГУ «Издательство СО РАН». 2004.548 с.

ПРИРОДА ПРАВИЛА КЛИФФОРДА

Шкодзинский В.С.

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

В прошлом столетии было установлено, что алмазоносные кимберлиты обычно располагаются на тех участках древних платформ, где присутствуют раннедокембрийские кристаллические комплексы с возрастом более 1,6 миллиарда лет. Кимберлитов нет в океанах и в складчатых поясах. Эта закономерность их распространения получила название правило Клиффорда. Оно успешно используется при прогнозе и поиске месторождений алмаза. Однако природа его до сих пор остается непонятной. Обычно предполагается, что оно обусловлено кристаллизацией алмазов в мантии в архее, присутствием алмазоносной мантии в наиболее древних участках платформ и механическим заимствованием алмазов кимберлитовыми магмами при подъеме через алмазоносную мантию. Однако такому предположению противоречат намного более равномерное распределение алмазов в кимберлитовых телах, чем можно было бы ожидать при их ксеногенном происхождении. С ним не согласуется часто постархейский изотопный возраст алмазов, многочисленные признаки их кристаллизации во фракционировавших магмах [2] и множество других данных. При такой природе правила Клиффорда не понятно отсутствие не алмазоносных кимберлитов в океанах.

Полученные в последние десятилетия доказательства горячей аккреции Земли и фракционирования на ней в прошлом глобального океана магмы впервые убедительно объясняют природу правила Клиффорда и решают множество других дискуссионных проблем петрологии. Первые такие доказательства были получены для Луны, на которой было установлено присутствие анортозитовой коры мощностью до 100 км. Такая кора могла образоваться только путем всплывания плагиоклаза в кристаллизовавшемся океане магмы глубиной около 1000 км [3]. О присутствии подобного океана на Земле

свидетельствуют существование трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов и в раннедокембрийских комплексах Алданского щита, уменьшение изотопного возраста и температуры кристаллизации различных пород в них в полном соответствии с последовательностью образования этих пород при фракционировании. На это указывают признаки очень высокой температуры на земной поверхности в раннем архее (до 900 – 1000 °С), а также существование в раннедокембрийских кристаллических комплексах и в ксенокристаллах клинопироксена из кимберлитов очень низких (2 – 3,5 °/км) геотермических градиентов, близких к адиабатическому градиенту для расплавов (0,3 °/км) и резко отличающихся от современных градиентов (10 – 30 °/км). Все эти и многие другие данные указывают на образование древней кристаллической коры и мантии путем фракционирования расслоенного по составу глобального океана магмы с максимальной глубиной около 250 км [2], возникшего под влиянием импактного тепловыделения при аккреции Земли.

Вследствие возрастания плотности с глубиной (от 2,3 до 2,8 г/см³) в магматическом океане после прекращения аккреции не возникла обширная конвекция и он длительно затвердевал сверху вниз. В период с 4,6 до примерно 3,8 млрд. лет назад земная поверхность была полностью покрыта расплавом с начавшими расти в нем первыми кристаллами и на ней не было твердых пород. Это объясняет отсутствие на Земле пород с возрастом более 3,8 млрд. лет и кратеров гигантской метеоритной бомбардировки, завершившейся на Луне около 3,8 млрд. лет назад, присутствие в некоторых цирконах центральных ядер с возрастом до 4,4 млрд. лет при возрасте их периферийных оболочек около 3,5 – 2,5 млрд. лет. До примерно 2,6 млрд. лет назад происходила кристаллизация кислого слоя магматического океана с формированием преимущественно ортогнейсовых комплексов, гранитоидов кислой кристаллической коры и небольшого количества тел парапород. В дальнейшем затвердевали средние и основные по составу слои магматического океана и формировались из кумулатов характерные для древних щитов автономные анортозиты с изотопным возрастом 2,8 – 1,2 млрд. лет, а из остаточных расплавов – субщелочные и

щелочные магматические породы. Кристаллизация пикритового слоя привела к образованию щелочно-ультраосновных и карбонатитовых расплавов. Затвердевание придонного перидотитового слоя обусловило прекращение внедрения коматиитовых магм в зеленокаменных поясах и возникновение кимберлитовых остаточных расплавов. Изотопный возраст карбонатитов и кимберлитов в среднем равен соответственно 0,688 и 0,236 млрд. лет [2]. Он иллюстрирует отчетливое опускание фронта затвердевания в постакреционном магматическом океане с течением времени, связанное с охлаждением его преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь.

Судя по содержанию в кимберлитах до тысячи хондритовых норм легких редких земель, кимберлитовые остаточные расплавы возникли после кристаллизации перидотитового слоя примерно на 99,9 – 99,99 %. Это является причиной высокого содержания в них некоторых расплавофильных химических компонентов (H_2O , CO_2 , K_2O), незначительного объема кимберлитовых расплавов в мантии и обычно небольшого размера сформированных ими тел в земной коре (десятки – сотни метров), а также низкотемпературности их магм (около $500^\circ C$ после взрыва) [2]. Низкотемпературность привела к быстрому затвердеванию (путем остеклования или кристаллизации расплава) кимберлитовых магм на поздних стадиях подъема вследствие выделения из них при декомпрессии сильнейших плавней – летучих компонентов. Дальнейший подъем сопровождался взрывом верхних частей кимберлитовых колонн под влиянием высокого внутреннего давления законсервированной затвердеванием газовой фазы. Это объясняет образование кимберлитами магмами преимущественно трубок взрыва и брекчий, обычно отсутствие кимберлитовых лав на земной поверхности, процессов магматического фракционирования и осаждения высокоплотного алмаза в трубках. Раздвижение продуктов фракционирования перидотитового слоя под океаническими областями поднимавшимся и растекавшимся веществом плюмов при формировании этих областей является причиной, казалось бы, загадочного отсутствия в них кимберлитов.

Увеличение содержания свободного углерода в остаточных расплавах при кристаллизации перидотитового слоя, вследствие незначительной растворимости этого компонента в возникавших породообразующих минералах, обусловило длительную (в течение примерно 3 млрд. лет) кристаллизацию в них алмазов. Небольшая концентрация углерода в расплавах объясняет незначительное содержание алмазов в кимберлитах. Увеличение концентрации кремнекислоты в этих расплавах приводило к возрастанию их вязкости. Это вызвало снижение скорости диффузии в них углерода, увеличение степени пересыщения их этим компонентом, уменьшение площади возникавших слоев роста на кристаллах алмаза и эволюцию их морфологии от гладкогранных октаэдров к слоистым октаэдрам и округлым додекаэдроэдрам и далее к кубам и агрегатам. Возрастание степени пересыщения расплавов углеродом обусловило постепенное сокращение при кристаллизации алмазов роли послынного роста и возрастание роли нормального радиального. Радиальный рост привел к возникновению на поздних алмазах большого количества различных скульптур. Накопление расплавофильных компонентов в остаточных расплавах было причиной постепенного возрастания их содержания в поздних алмазах, особенно азота и легкого изотопа углерода, и эволюции состава минеральных включений в них от перидотитового, к эклогитовому и далее к кимберлитовому.

Древние кристаллические комплексы и кимберлитовые остаточные расплавы являются соответственно малоглубинными и глубинными продуктами фракционирования одного и того же расслоенного магматического океана. Это впервые объясняет природу правила Клиффорда – размещение алмазоносных кимберлитов только в регионах, в которых присутствует древняя кристаллическая кора. Оно объясняет приуроченность таких кимберлитов к участкам платформ, имеющих очень глубокое (250 – 400 км) залегание подошвы литосферы, то есть литосферные кили [1]. Очевидно, что в таких участках остаточные кимберлитовые расплавы зарождались в условиях наиболее высокого давления, благоприятного для алмазообразования. На краях платформы обычно отсутствуют самые глубинные части лито-

сферы, видимо, вследствие эрозии их астеносферными течениями. Это является причиной примерно в 3 раза меньшего распространения здесь кимберлитовых полей [2] и незначительной их алмазоносности.

Наиболее благоприятными для образования высокоалмазоносных кимберлитов должны быть участки, содержащие наиболее мощную мало нарушенную поздними тектоническими процессами кристаллическую кору, в которых сохранился и ее верхний слой, сложенный гнейсами с безгиперстеновыми парагенезисами и с зеленокаменными поясами. В таких участках генерирующие кимберлиты нижние части литосферы также должны быть мало нарушены. Поэтому в ней чаще могли зародиться высокоалмазоносные кимберлиты. Это подтверждает рисунок. Из него видно, что с увеличением доли ксенолитов безгиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев в алмазоносных трубках Якутии резко возрастает содержание алмазов. Эта особенность содержания алмазов в кимберлитах согласуется с правилом Клиффорда и дополняет его.

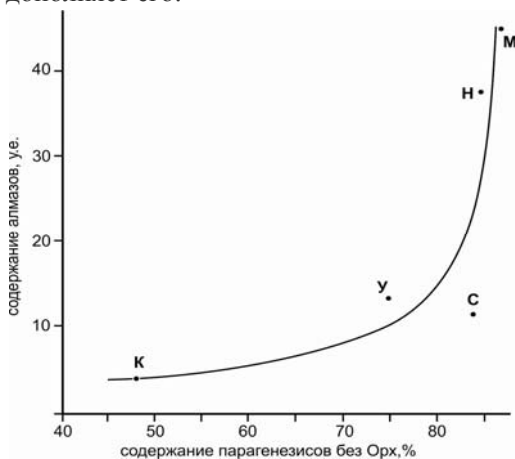


Рис. Соотношение доли коровых кристаллических ксенолитов без гиперстена и содержания алмазов (условные единицы) в кимберлитах Якутии. Трубки: К – Комсомольская; М – Мир; Н – Нюрбинская; С – Сытыканская; У – Удачная. Используются данные [1, 2]

Иногда встречающееся размещение алмазоносных магматических пород вне кратонов (например, диатрема Арагайл в Австралии) чаще всего относится к лампроитам. Их магмы и должны были формироваться преимущественно вне кратонов, поскольку многие из этих магм образовались путем фракционирования магматических очагов в плюмах [2]. Поэтому такие случаи не опровергают правило Клиффорда. Но, видимо, изредка возможно наложение складчатости на края кратонов с уже сформированными алмазоносными кимберлитами. Поэтому правило Клиффорда имеет вероятностный, а не абсолютный характер.

Таким образом, учет существования процессов глобального магматического фракционирования впервые позволяет убедительно объяснить природу правила Клиффорда и других многочисленных особенностей кимберлитов и содержащихся в них алмазов. Это иллюстрирует плодотворность применения концепции глобального магматического фракционирования при решении генетических проблем.

Литература:

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 184 с.
2. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.
3. Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constrains on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press. 2000. P. 361–395.

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ТОЛЕИТОВЫХ МАГМ В ОБРАЗОВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОКЕАНИЧЕСКИХ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Шкодзинский В.С.

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

Проблема генезиса магм является одной из наиболее дискуссионных в петрологии. В соответствии с господствовавшей гипотезой О.Ю. Шмидта о холодной гомогенной аккреции Земли обычно предполагается, что магмы образуются путем отделения расплава в подплавленных на 0,1 – 15 % мантийных перидотитах. Большие степени плавления нельзя предположить, так как выплавки в этом случае являются более мафическими, чем природные магмы. Но при таких небольших степенях частичного плавления вязкость подплавленных пород на 10 – 12 порядков больше, чем расплава. Это препятствует процессам отделения в них выплавок. Судя по расчетам [2], в астеносфере с содержанием основного расплава 6 % капля последнего радиусом 1 см за всю историю Земли (4,5 млрд. лет) всплывет всего на 2 мм. Это согласуется с автохтонностью и равномерным распределением в мигматитах анатектического жильного материала даже при содержании его около 40 %. Эксперименты Арндта [4] показали, что расплавы не отделяются от перидотитов, расплавленных менее чем на 35 %, вследствие большой прочности их кристаллического каркаса.

В природных магматических комплексах массово распространена гомодромная последовательность, то есть повышение содержания расплавофильных компонентов от ранних магматических фаз к поздним. Между тем, при образовании магм путем частичного плавления эта последовательность должна быть антидромной вследствие обеднения родоначальных пород расплавофильными компонентами по мере плавления и удаления расплавов. Температура кристаллизации поздних магматических фаз обычно является более низкой, чем ранних. При магмообразовании путем частичного плавления должна бы-

ла бы существовать противоположная тенденция. В большом количестве изученных мантийных ксенолитов из кимберлитов не отмечаются убедительные признаки частичного плавления и повышения температуры. Наоборот, в них устанавливаются признаки снижения температуры примерно на 200 °С за каждый миллиард лет [3], что связано с постепенным остыванием Земли.

Получено большое количество доказательств горячего образования нашей планеты, которые частично изложены в других материалах автора на данной конференции. Они свидетельствуют об ошибочности гипотезы холодной гомогенной аккреции, являющейся единственным аргументом представлений о магмообразовании путем частичного плавления. В этой гипотезе предполагается, что силикатные и железные частицы при образовании Земли выпадали одновременно. Их последующее разделение по плотности в земных недрах привело к образованию железного ядра и силикатной мантии. Однако такое предположение не позволяет объяснить высокое содержание в породах мантии кислорода и сидерофильных элементов. Они хорошо растворимы в металлическом железе и поэтому были бы в большой степени вынесены из силикатной мантии в железное ядро в случае совместного выпадения и нахождения этих веществ в земных недрах. Но содержание Ni, Co, Cu, Au и фугитивность кислорода при кристаллизации в породах мантии являются соответственно на два и на четыре порядка более высокими, чем в случае химической равновесности ее пород с металлическим железом [1]. Это свидетельствует о раздельной аккреции железных и силикатных частиц.

Расчеты Харриса и Тозера [5] объяснили причину их раздельной аккреции. Они показали, что скорость слипания железных частиц под влиянием магнитных сил в протопланетном диске, после остывания его ниже точки Кюри для железа (1043 К), была в двадцать тысяч раз больше, чем силикатных под воздействием гравитационного притяжения. Это свидетельствует о более ранней аккреции ядра, чем мантии, и согласуется с изотопными данными о возникновении его в первые десятки миллионов лет после начала образования Солнечной системы.

Выпадавшие на ядро силикатные частицы плавилась в результате импактного тепловыделения. Придонные части возникшего океана магмы должны были кристаллизоваться под влиянием роста давления образующихся его верхних частей и сформировали в основном из кумулатов породы мантии, а из различных по составу остаточных расплавов – магматический океан. Вследствие пониженной силы гравитации на небольшой еще Земле и незначительной глубины раннего океана придонное фракционирование происходило в условия низкого давления (доли ГПа). В соответствии с имеющимися экспериментальными и петрологическими данными это обусловило образование остаточных расплавов от толеитового до гранитного состава (соответственно при низких и высоких степенях кристаллизации). Данные процессы впервые объясняют раннее возникновение и огромный объем кислой кристаллической коры древних платформ. Эти расплавы и недифференцированные импактные мафические магмы располагались в соответствии со своей плотностью и сформировали слоистость в магматическом океане. С геологическими данными лучше всего согласуется [3] его средняя глубина после прекращения аккреции около 250 км. Повышение основности с глубиной привело к возрастанию плотности расплава (от 2,3 до 2,8 г/см³) в этом направлении. Поэтому в магматическом океане при остывании не возникла обширная (от дна до поверхности) конвекция и он длительно затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплотерь.

Быстрая аккреция крупных тел железа резко сократила масштабы рассеивания импактного тепла за счет излучения при формировании земного ядра, обусловила изначально более высокую температуру его по сравнению с позже формировавшейся силикатной мантией и объясняет существование на их границе в настоящее время скачка температуры в 1000 – 2000 К. Это является причиной последующего подогрева ядром мантии и возникновения в ней конвективных потоков. Такой генезис ядра решает дискуссионную проблему природы мантийной конвекции и не требует недоказуемого предположения о выделении из ядра в мантийные плюмы летучих и литофильных компонентов, разуплотняющих их и этим способствующим всплыванию.

Вследствие невозможности отделения выплавки присутствие огромных объемов очень бедных литофильными компонентами гарцбургитов в офиолитах и в океанической мантии не связано с гипотетическими процессами их обеднения в результате выплавления основных расплавов. Приведенные доказательства гетерогенной аккреции Земли и поздняя конденсация большинства литофильных компонентов в протопланетном диске [1] указывают на формирование таких пород из бедных этими компонентами высокотемпературных конденсатов, выпадавших на ранней стадии аккреции силикатных частиц. Это подтверждается бедностью литофильными компонентами базальтов срединно-океанических хребтов, расплавы которых формировались в нижнемантийных плюмах, то есть из ранних высокотемпературных конденсатов протопланетного диска.

Придонное компрессионное фракционирование синаккреционного магматического океана происходило в процессе интенсивного падения на Землю материала протопланетного диска. Падение наиболее крупных планетезималей должно было сопровождаться возникновением импактных кратеров в кумулатах на дне магматического океана. Заполнявший их преимущественно основной расплав должен был быстро затвердевать под влиянием увеличения давления в результате его опускания ниже уровня дна океана. Он формировал тела эклогитов чаще всего толеитового состава. В них могли присутствовать также участки диоритового и плагиогранитного состава, возникшие из более кислых остаточных расплавов магматического океана. Поэтому нижняя мантия должна была состоять из преимущественно гарцбургитовых кумулатов с заключенными в них телами эклогитов. Объем этих тел может быть очень большим (до многих миллионов км³), так как на Луне диаметр импактных кратеров иногда превышает тысячу километров.

Присутствие таких больших тел эклогитов в мантии должно было во многом определять характер конвекции в ней. Наиболее крупные тела, вследствие пониженной плотности, должны были постепенно всплывать и формировать плюмы относительно небольшого сечения. Более мелкие тела всплывали в составе подогретых ядром гарцбургитовых кумулатов в процессе мантийной конвекции. Огромная декомпрессия при подъеме

должна была приводить к плавлению эклогитов и к относительно быстрому образованию огромных объемов магм преимущественно толеитового состава. Это объясняет быстрое формирование гигантских объемов траппов и их преимущественно толеитовый состав.

С длительным постепенным подъемом плюмов основного состава должен быть связан магматизм «горячих точек». Магмы их, вопреки названию «точек», не являются очень горячими, так как содержат вкрапленники пороодообразующих минералов. Поэтому подъем плюмов относительно небольшого сечения нельзя связывать с пониженной плотностью выполняющего их гипотетического очень горячего материала, якобы «прожигающего мантию». Присутствие в нижней мантии крупных тел эклогитов хорошо объясняет существование плюмов относительно небольшого сечения и магматизма «горячих точек». Важным подтверждением образования толеитовых магм путем декомпрессионного переплавления эклогитов является нехарактерность для них ультраосновных мантийных ксенолитов.

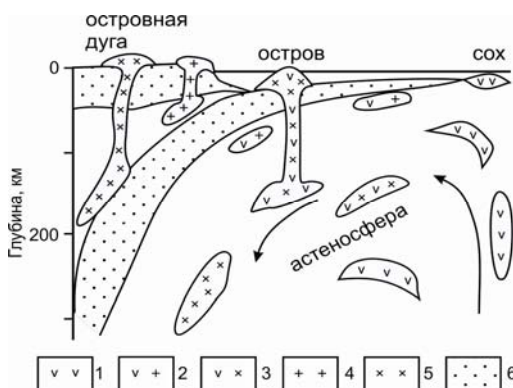


Рис. Схема образования магм в океанических областях. 1 – 5 – очаги магм: толеитовых (1), толеит-диорит-плагиогранитных (2), щелочно-основных (3), кислых (4), субщелочных и щелочных (5). 6 – литосфера

Малобарическое фракционирование толеитовых магматических очагов под тонкой литосферой должно было приводить к образованию малощелочных базальт-андезит-риолитовых серий и их плутонических аналогов, характерных для зон субдукции (рисунок) и гео-

синклиналей. Магматические серии, содержащие плагиограниты и плагиориолиты, возникали из бедных литофильными компонентами высокотемпературных конденсатов. Высокобарическое фракционирование под толстой литосферой привело к возникновению магматических серий повышенной и высокой щелочности.

Таким образом, толеитовые основные магмы, возникшие из малобарических дифференциатов синаккреционного магматического океана, являются исходными для большинства магматических серий океанических и складчатых областей. Это подтверждается почти постоянным присутствием в них ранних фаз такого состава.

Литература:

1. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра.1981. 584 с.
2. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
3. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.
4. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. 76. P. 424–428.
5. Harris P.G, Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. P. 1449–1451.