



ЦНИИСПИ

И РУДЫ и МЕТАЛЛЫ

научно-технический журнал



3/2015

И РУДЫ МЕТАЛЛЫ

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД
ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

3/2015

Главный редактор А.И.Иванов

Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Б.И.Беневольский
В.И.Ваганов
С.С.Вартанян
А.М.Вахрушев
А.В.Волков
Ю.К.Голубев
В.С.Звездов
П.А.Игнатов
С.Г.Кряжев
В.В.Кузнецов
Д.А.Куликов
Г.А.Машковцев
И.Ф.Мигачев
Г.В.Ручкин
Г.В.Седельникова
И.Г.Спиридонов



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2015

Руды и металлы

№ 3 – 2015

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.
Журнал по решению ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации включен в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*
Верстка и оригинал-макет: *Т.В.Лукина*

Подписано в печать 01.09.15 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать офсетная.
Отпечатано в ФГУП ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:
117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ
Телефоны: 8 (495) 315-06-29, 8 (495) 315-28-47
Факс: 8 (495) 315-43-47
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru
Web: <http://www.tsnigri.ru/?q=node/24>

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А.

Комплексное благороднометальное оруденение Аллах-Юньского горнорудного района, Восточная Якутия 5

Грановская Н.В., Попов Ю.В.

Редкоземельная минерализация в эгириновых метасоматитах Михайловского железорудного месторождения, Курская магнитная аномалия 11

Склярова Г.Ф.

Рудно-формационные типы стратиформного свинцово-цинкового оруденения на территории Дальнего Востока РФ 18

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Столяров В.В.

Прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в скарнах северного фланга Тырнаузского рудного поля, Кабардино-Балкарская Республика 25

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В.

Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия 38

ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПРОГНОЗЕ, ПОИСКЕ И ОЦЕНКЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.

Дистанционная прогнозно-поисковая модель для золоторудных районов в зеленокаменном поясе Западной Эфиопии 51

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Седельникова Г.В., Ким Д.Х., Ибрагимова Н.В.

Сравнение современной технологии кучного бактериального выщелачивания с традиционной флотационно-цианистой переработкой упорной золото-сульфидной медно-цинковой руды 59

Анашкина Н.Е., Хачатрян Г.К.

Применение метода ИК-Фурье-спектроскопии для оценки технологических свойств и качества алмазного сырья 70

Красносельских А.А., Каринский А.Д.

Опыт лабораторного и математического моделирования нового зонда электромагнитного каротажа для определения коэффициента электрической анизотропии горных пород 78

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

И.Я.Полывянного 85

ПАМЯТИ

Б.Д.Углова 86

APPLIED METALLOGENY

| | |
|--|----|
| <i>Anisimova G.S., Kondratyeva L.A.</i> Auriferous polymetallic mineralization of the Allakh-Yun' cluster, East Yakutia | 5 |
| <i>Granovskaya N.V., Popov Yu.V.</i> Rare metal mineralization in aegirine metasomatites, Mikhailovskoe Fe deposit, Kursk magnetic anomaly | 11 |
| <i>Sklyarova G.F.</i> Formative styles of stratiform Pb-Zn mineralization in the Russian Far East | 18 |

EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

| | |
|--|----|
| <i>Stolyarov V.V.</i> Predictive exploration model of auriferous skarns, Tyrnyauz ore field, Kabardino-Balkaria | 25 |
|--|----|

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

| | |
|---|----|
| <i>Kuleshevich L.V., Dmitrieva A.V.</i> Tsentralnoe, an Au-S-quartz Mo-bearing occurrence in the Khautavaara massif, South Karelia..... | 38 |
|---|----|

MINERAL DEPOSITS: PREDICTION AND EVALUATION USING IT

| | |
|---|----|
| <i>Serokurov Yu.N., Kalmykov V.D.</i> Remote sensing-based exploration model for greenstone belt localised gold mineralization, Western Ethiopia..... | 51 |
|---|----|

MINING AND EXPLORATION TECHNIQUES AND TECHNOLOGIES

| | |
|---|----|
| <i>Sedelnikova G.V., Kim D.Kh., Ibraghimova N.V.</i> Processing of refractory sulphide Au-Cu-Zn ore: modern bacterial heap leaching vs. traditional cyanide flotation | 59 |
| <i>Anashkina N.E., Khachatryan G.K.</i> Studies of technological properties and quality of diamond ore using Fourier spectroscopy | 70 |
| <i>Krasnoselskikh A.A., Karinsky A.D.</i> Lab and math modeling of a new EM logging probe for measuring the electric anisotropy of the rocks | 78 |

OUR CONGRATULATIONS

| | |
|------------------------|----|
| I.Ya.Polyvyanniy | 85 |
|------------------------|----|

IN MEMORIAM

| | |
|-----------------|----|
| B.D.Uglov | 86 |
|-----------------|----|

КОМПЛЕКСНОЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АЛЛАХ-ЮНЬСКОГО ГОРНОРУДНОГО РАЙОНА, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

Г.С.Анисимова,
Л.А.Кондратьева

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

Исследования последних лет показывают, что рудные объекты Аллах-Юньского горнорудного района характеризуются поликомпонентным составом: наряду с профилирующим элементом Au, в рудах попутно встречаются Ag, Bi, Te, Se, Mo, U и REE. Впервые на площади обнаружены стратиформные Pb-Zn руды с Ge, Cd и W. Кроме традиционного кварцево-жильного, широко распространено прожилково-вкрапленное и вкрапленное оруденение минерализованных зон дробления. Постановка поисково-ревизионных работ, прежде всего, в известных рудно-россыпных районах с развитой инфраструктурой позволила бы увеличить прогнозный потенциал Аллах-Юньского горнорудного района.

Ключевые слова: комплексное золотое оруденение, геолого-генетические, формационные и минеральные типы, вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение, месторождение, рудные узлы, поля, Аллах-Юньский горнорудный район, самородное золото.

Аллах-Юньский район – один из старейших крупных золотоносных районов Якутии. Несмотря на длительную, с 30-х годов прошлого века, историю изучения золотоносности, проблема коренных источников золота остается актуальной. До сих пор в Аллах-Юньском горнорудном районе приоритетной является добыча россыпного золота, основные запасы которого истощены. Месторождение Нежданинское, содержащее 55,8% промышленных запасов рудного золота Якутии, в связи с трудоемкими условиями его освоения находится в резерве. В настоящее время добыча ведется лишь на месторождении Дуэт.

Наряду с месторождениями Булар, Юр и др., Дуэт представляет собой традиционный для рассматриваемого района тип оруденения –

стратиформный, в виде ярусно расположенных межпластовых и внутрипластовых кварцевых жил на нескольких продуктивных уровнях [22]. Это малотоннажные месторождения с рудами малосульфидной золото-кварцевой формации. Между тем, на их площади распространены минерализованные зоны дробления, отмечается присутствие дисперсного золота во вкрапленных арсенопиритах ореольных зон. Кроме того, несмотря на простой выдержанный состав руд, технологические исследования руд Булар-Оночлахского рудного района показали значительное содержание Bi и Se, что предполагает более разнообразную минерализацию.

Нежданинское месторождение относится к уникальным объектам и сопоставимо с такими месторождениями, как Мурунтау, Мазер-Лод.

Основными типами рудных тел являются минерализованные зоны дробления. В рудных зонах главный объем составляют прожилково-вкрапленные руды с невысокими содержаниями золота [12, 21]. Вмещающие породы в пределах рудного поля преобразованы в березиты и сопровождаются синберезитовой сульфидизацией. Метасоматические сульфиды высокозолотосодержащи и в участках интенсивной вкрапленности формируют вкрапленный промышленный тип оруденения. Длительный многоэтапный характер развития тектоники, магматизма и оруденения обусловил полиформационность оруденения.

Вместе с тем, в отчетах производственных организаций и крайне редко в публикациях накоплены многочисленные сведения по менее известным золоторудным объектам разнообразных геолого-генетических, формационных и полихронных типов.

Первыми открытыми рудными объектами Аллах-Юньского золотоносного района (1939 г.) стали месторождения Новинка и Кэннэ золото-сульфоантимонитового типа. Они расположены на севере данного золотоносного района в пределах *Менкюлинского рудного узла*, вытянутого в субмеридиональном направлении более чем на 30 км и приуроченного к зоне одноименного регионального разлома. Оруденение выражено минерализованными зонами дробления, секущими и согласными жилами и локализовано в основном в песчаниках и алевролитах суркечанской и халыинской свит. Геологоструктурная позиция во многом напоминает Нежданинское рудное поле (А.С.Борисенко и др., 1994 г.). Это сходство усиливается наличием крупных диагональных разломов, развитием разновозрастных даек диоритов и лампрофиров, проявлением разнотипного золото-кварцевого оруденения.

В пределах крупнейшего *Уэмляхского массива* Южного Верхоянья развитие метасоматически измененных биотитовых гранитов, зон прожилковой минерализации и кварцевых жил с сульфидным, в том числе существенно пирротиновым, оруденением характеризуется признаками типичными для порфиорового W-Mo-кварцевого комплекса [1].

К *междуречью Бахая-Баатыла* приурочена геофизическая аномалия, трактуемая как нахо-

дящаяся на глубине интрузия гранодиоритов. С аномалией пространственно совпадает ореол развития пирротиновой минерализации, повышенного метаморфизма терригенных пород и рудных жил, а также ареал даек лампрофиров и диоритовых порфиритов. Жилы молочно-белого или полупрозрачного кристаллического кварца содержат шеелит, карбонат, серицит, пирит, галенит, сфалерит и пирротин. Для руд характерны повышенные содержания W . Породы в зальбандах пиритизированы, карбонатизированы. Самородное золото мелкое, низкопробное со значительной примесью ртути (А.С.Борисенко и др., 1994 г.).

Огонекское рудное поле. По данным М.К.Силочева и Г.Э.Бараковского (1994 г.), оруденение представлено стратоидными и секущими жилами, располагающимися среди черносланцевой толщи халыинской свиты. В пределах рудного поля отмечаются дайки вогезитов, камптонитов, единитов, керсантитов. Рудные минералы – галенит, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, гематит, блеклые руды, золото. Фиксируются зоны рассеянной вкрапленности пирита, гематита и арсенопирита.

В последнее время установлены новые золото-кварц-сульфидные проявления на площади Маринского рудного поля и Сетаньинского рудного узла [19, 20, 23]. На *Маринском рудном поле*, наряду с широким развитием кварцево-жильного оруденения различной морфологии, имеются минерализованные зоны дробления повышенной сульфидности 5–15%. Дислоцированные песчаники и алевролиты наталинской свиты (C_2nt) в зоне Минорского разлома претерпели интенсивную метасоматическую проработку, местами перетерты до глиноподобного состояния, катаклазированный кварц стержневых жил превращен в «сыпучку», содержание карбонатов составляет 20–30%. *Лево-Амурское проявление (Сетаньинский рудный узел)* золото-кварц-сульфидной формации локализовано в зоне дробления Заворотного разлома, состоящего из серии субпараллельных зон северо-восточного простирания. Гидротермальная проработка в них представлена тонкими кварц-карбонатными прожилками, в которых доля карбонатов составляет 15–20%, а рудной минерализации достигает 20–30%. Интенсивна пиритизация (до 10–15%)

дислоцированных алевролитов хальинской свиты (P_1hl). Золотоносность в минерализованных зонах дробления присуща всем типам руд и относительно равномерно распределена. Для проявлений характерно повышенное содержание Ag. Отношение золота к серебру составляет на Маринском рудном поле 1:1, Лево-Амурском проявлении 1:10. Рудные минералы зон – пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, блеклые руды.

Авторами в пределах Аллах-Юньского горно-рудного района изучались золоторудные проявления Широкинского, Мугунского, Ыныкчанского и Задержнинского рудно-россыпных полей.

Большая часть *Широкинского рудно-россыпного узла* расположена в структурах Сетте-Дабана. Вмещающий комплекс представлен карбонатной толщей (PZ_{1-2}), прорванной редкими дайками диабазов (D), а также терригенными отложениями (C_{1-2}). Имеют место единичные выходы габбро-долеритов и ультракалиевых сиенитов. Благороднометальное оруденение характеризуется преобладанием серебряной минерализации (до 300 г/т) над золотой (до 15 г/т) и разнообразием минеральных типов. Ранее [8] были выделены невадийский тип золотого оруденения и стратиформное золото-медное оруденение в вулканогенно-осадочных комплексах (PZ_1), а также обнаружены локально распространенные сульфостаннаты – цинкистый некрасовит и кестерит в парагенезисе с карелианитом.

Появление новых данных по вещественному составу руд, особенно по микроминеральным парагенезисам, дало возможность выделить эпитермальное золото-серебряный и золото-теллуридный типы минерализации [4, 5, 7, 16, 17]. Выявлены редкоземельные фторкарбонаты группы бастнезита в ксенолитах терригенных пород сульфидно-кварцевых жил. В то же время, распространение в пределах Широкинского узла различных медистых сульфидов (борнит, талнахит, халькопирит), пирита с зональным распределением Ni до 7%, многостадийность формирования оруденения при постепенном снижении температуры рудообразующих растворов, развитие на заключительных стадиях низкотемпературных минеральных ассоциаций теллуридов Ag, Pb, Au, образование ми-

нералов висмута и самородного Bi, а также Hg-содержащих минералов, серебряных минералов, широкое варьирование пробности золота и его ртутистость позволяют провести аналогию с месторождениями меднорудного профиля (медно-порфирового типа) Алтае-Саянской складчатой области [3].

Мугунское рудное поле расположено к востоку от золоторудных месторождений Оночлах и Булар в зоне повышенной дислоцированности и метаморфизма Южно-Верхоянского метаморфического пояса. Наиболее продуктивная часть рудной зоны – Мугунское рудопроявление – локализовано в экзоконтакте Тарбаганнахского гранитоидного массива. Здесь известны золотоносные россыпи, в которых установлены весовые содержания шеелита и знаки касситерита. Оруденение приурочено к крыльям одноименной антиклинали и совпадает с зоной мелкой складчатости, фиксирующей в осадочном чехле, наряду с разрывными нарушениями, зону Кидерикинского регионального разлома. Рудные тела представлены контактово-метаморфизованными субпластовыми кварцевыми жилами буларского типа, содержащими гранулированный кварц, биотит, диопсид, амфибол, альбит, а также постинтрузивными гидротермальными проявлениями в гранитоидах – кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и пегматитовыми жилами.

В результате детального минералогического исследования уточнен и существенно дополнен вещественный состав руд. Впервые диагностированы мальдонит (Au_2Bi), хедлейит (Bi_2Te), бурнонит, пентландит, кобальтин, редкоземельные минералы группы монацита и алланита, минералы урана. Определены составы многих известных минералов, уточнена пробность самородного золота различных минеральных ассоциаций [6]. С учетом полученных данных нами выделены два минеральных типа Мугунского рудопроявления: As-полиметаллический (соответствует арсенопиритовому) и золото-редкометальный (висмутосодержащий), по Г.П.Гамянину [11, 13]. Во втором типе выделяются пентландит-кобальтин-леллингитовая, Au-мальдонит-висмут-теллуридная и золото-серебро-молибденитовая ассоциации. Названным типам соответ-

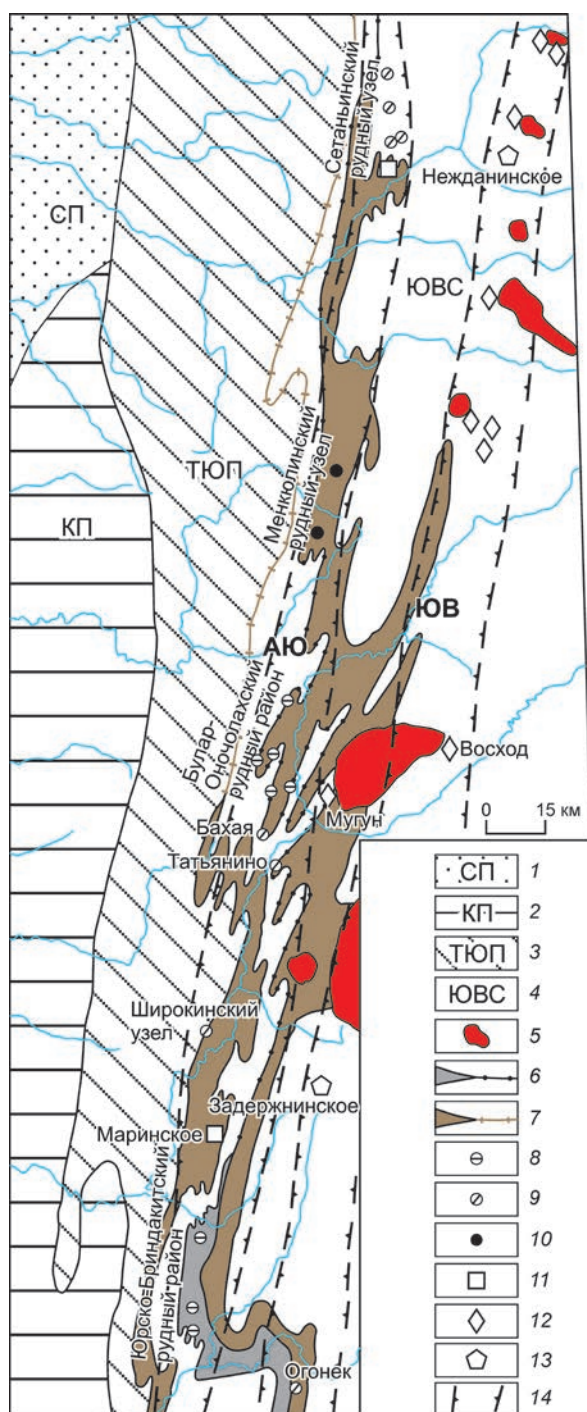


Схема размещения золотого оруденения Аллах-Юньского горнорудного района (по [19] с изменениями и дополнениями):

1 – Сибирская платформа (СП); Сетте-Дабанский антиклинорий; 2 – Кыллахское поднятие (КП), 3 – Томпо-Юдомское поднятие (ТЮП); 4 – Южно-Верхоянский синклиний (ЮВС); 5 – массивы гранитоидов; 6 – отложения суркечанской свиты (C_{3sr}); 7 – отложения наталинской (C_{2nt}) и халыинской (P_{1hl}) свит; золоторудные месторождения: 8 – золото-кварцевые стратиформного типа, 9 – золото-кварцевые секущего типа, 10 – золото-сульфоантимонитовые, 11 – золото-кварц-сульфидные, 12 – золото-редкометалльные, 13 – золото-серебряные; 14 – границы металлогенических зон (АЮ – Аллах-Юньской, ЮВ – Южно-Верхоянской)

становке. В ассоциации с этими же минералами встречаются теллурид Вi, хедлейит и цумоит. В поздней ассоциации появляются молибденит с реликтами бисмутита, дискразит, самородное серебро и низкопробное золото (Au III – 660‰).

Месторождение Задержнинское – новый тип золотоносных проявлений в пределах Аллах-Юньского района. Детальные минералогические исследования руд показали комплексный характер оруденения [2, 4, 5, 14–16, 18]. Месторождение локализовано в тектоническом узле пересечения субмеридионального Минорского разлома с зоной субширотного Менджельского поднятия, приурочено к интрузивно-купольной структуре, в которой проявлен разновозрастный коровый и мантийный магматизм, представленный нескрытой гранитоидной интрузией, штоками диоритов и монцодиоритов, дайками диоритов, спессартитов, керсантитов. Промышленная золотоносность связана с рудными телами секущего морфоструктурного типа: крутопадающими кварцевыми жилами с зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления с прожилково-вкрапленной минерализацией. Формирование полиформационного полихронного золотого оруденения месторождения обусловлено длительно развивавшейся рудно-магматической системой и совмещением в рудных телах золото-кварцевого арсенопиритового Au-As и полисульфидного Au-Pb-Zn минеральных типов, а также впервые выделяемых золото-редкометалльного Au-Vi (Te) и

ствуют три генерации самородного золота. Самородное золото (Au I), связанное с полиметаллической ассоциацией арсенопиритового типа, характеризуется средней пробой. Появление весьма высокопробного золота (Au II) и самородного висмута очень вероятно свидетельствует о разложении мальдонита в нестабильной об-

золото-серебряного Au-Ag (Sb). Золото-редкометалльная ассоциация характеризуется присутствием самородного висмута, висмутина, хедлейита, сульфотеллуридов Bi, минералов группы густавита и вторичных минералов – оксидов и теллуридов Bi с низкопробным (740–760‰) золотом. Индикаторными минералами Au-Ag (Sb) ассоциации являются Hg-содержащие электрум и кюстелит, Ag-Sb и Ag-Pb-Sb сульфосоли, штюццит, Te-Pb-содержащий канфильдит, фрейбергит, сульфиды Au и Ag.

Ыныкчанское рудно-россыпное поле более известно россыпными месторождениями по руч. Ыныкчан и его притокам. Оно тесно сопряжено с Маринским и имеет сходное с ним оруденение. В плотике россыпи руч. Ыныкчан развиты зоны дробления с карбонат-кварцевым прожилкованием с содержанием Au от 0,2 до 24,0 г/т. Текстуры руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная. Алевролиты в зонах интенсивного смятия перетерты до глины желтого, белесого и синевато-серого цвета, отмечается пиритизация. Породы в зонах дробления брекчированы, сцементированы кварцевым, кварц-карбонатным материалом с сульфидами – пиритом, реже галенитом, сфалеритом. Содержание сульфидов в цементе 5–10%, обломочном материале (песчаниках) до 5%. Жильные минералы – кварц, анкерит и железистый доломит, серицит, хлорит. Сульфидность в жилах не превышает 1–3%. По составу руды пирит-арсенопиритового, галенит-сфалеритового, золото-теллуридно-серебряного типов.

В пределах описываемого поля нами впервые в карбонатно-терригенных каменноугольных отложениях обнаружены стратиформные Pb-Zn руды [9]. Они представляют собой сахаровидные белые доломиты с вкрапленностью сфалерита различной интенсивности и гнездами галенита, реже пирита, образующие полосчато-ритмичные выделения. Кроме главных элементов Pb, Zn и Fe, внимание заслуживают высокие концентрации в рудах Ge, Cd, W, As и Mn [10].

Таким образом, рудные объекты района характеризуются поликомпонентным составом. Наряду с профилирующим золотом, в рудах попутно встречаются Ag, Bi, Te, Se, Mo, U и REE (рисунки). Впервые на площади установлены стра-

тиформные Pb-Zn руды с Ge, Cd и W. Во всех известных и вновь выявляемых рудных районах, кроме традиционного кварцево-жильного, широко распространено прожилково-вкрапленное и вкрапленное оруденение минерализованных зон дробления. Проведение поисково-ревизионных работ, прежде всего, в известных рудно-россыпных районах с развитой инфраструктурой позволило бы увеличить прогнозный потенциал Аллах-Юньского горнорудного района.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014–2016 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. – Якутск: Изд-во Якутского ун-та, 2005.
2. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Золото-висмут-теллуридная минерализация Задержнинского месторождения (Якутия) // Мат-лы годовичного собрания РМО и Федоровской сессии. СПб., 2012. С. 73–75.
3. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Медно-порфировый тип благороднометалльного оруденения в Сеттедабанской металлогенической зоне // Золото северного обрамления Пацифика. Магадан, 2011. С. 58–59.
4. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Новые данные по минеральному составу руд в типизации золотого оруденения Аллах-Юньской металлогенической зоны // Мат-лы Всероссийской научной конференции «Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона». Якутск, 2011. Т. 2. С. 20–24.
5. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Новые типы эпitherмального золотого оруденения Аллах-Юньской металлогенической зоны // Золото северного обрамления Пацифика. Магадан, 2008. С. 49–51.
6. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Au-Ag-Te-Bi-REE-U минерализация Мугунского рудопроявления Аллах-Юньской металлогенической зоны // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 5. С. 41–45.
7. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Теллуриды золота и серебра в Широкинском рудно-россыпном узле (Сетте-Дабан, Якутия) // Зап. РМО. 2010. № 3. С. 41–47.
8. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Старкова Е.С. Нетрадиционные типы золотого оруденения в

- карбонатных комплексах Сетте-Дабана // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 59–62.
9. Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф. Коренная золотоносность и сереброносность Ыныкчанского рудно-россыпного поля Аллах-Юньской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 10–18.
 10. Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф. Стратиформное Pb-Zn оруденение в карбонатно-терригенных отложениях карбона в Аллах-Юньской металлогенической зоне (В. Якутия) // Мат-лы Всероссийской конференции «Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России». Якутск, 2014. С. 35–39.
 11. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. – М.: ГЕОС, 2001.
 12. Гамянин Г.Н., Силичев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В. Полиформационное золоторудное месторождение // Геология рудных месторождений. 1985. № 5. С. 86–89.
 13. Гранитоиды Южного Верхоянья / Г.А.Гринберг, А.Г.Бахарев, Г.Н.Гамянин и др. – М.: Наука, 1970.
 14. Задержнинское золоторудное месторождение (Южное Верхоянье): геологическая позиция, вещественный состав руд и возраст оруденения / Л.А.Кондратьева, Г.С.Анисимова, А.Г.Бахарев и др. // Мат-лы Всероссийской конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». Улан-Удэ, 2010. С. 105–106.
 15. Кондратьева Л.А. Типоморфизм самородного золота месторождения Задержнинское // Мат-лы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, задачи прикладных исследований». М., 2010. Т. I. С. 264–265.
 16. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11–17.
 17. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Стручков К.К. Комплексная рудоносность и алмазонасность Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 3–11.
 18. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 23–28.
 19. Окунев А.Е., Данилов В.П. Новые проявления золото-кварц-сульфидной формации Аллах-Юньской металлогенической зоны // Вест. ЯГУ. 2010. Т. 7. № 1. С. 41–46.
 20. Окунев А.Е., Фридовский В.Ю. О перспективах открытия крупных золоторудных месторождений орогенного типа в терригенных отложениях Южного Верхоянья // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 22–29.
 21. Силичев М.К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданнинского золоторудного месторождения // Геология рудных месторождений. 1970. № 2. С. 96–104.
 22. Слезко В.А., Свиных Е.И., Кичигин Л.Н., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Аллах-Юньской золотоносной полосы // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М., 1988. С. 27–47.
 23. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 13–17.

Анисимова Галина Семеновна,
кандидат геолого-минералогических наук
g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

Кондратьева Лариса Афанасьевна,
кандидат геолого-минералогических наук
lkon12@yandex.ru

AURIFEROUS POLYMETALLIC MINERALIZATION OF THE ALLAKH-YUN' CLUSTER, EAST YAKUTIA

G.S. Anisimova,
L.A. Kondratyeva

Recent studies demonstrated that mineralized objects of the Allakh-Yun' cluster are of polymetallic composition: along with gold, the ores bear Ag, Bi, Te, Se, Mo, U and REE. Besides, stratoid Pb-Zn (Ge, Cd, W) ores were discovered in the area. Veinlets and disseminations occur in mineralized fault zones along with «traditional» quartz veins. Exploration in brownfields with known bedrock and placer deposits could have increased prospectivity of the Allakh-Yun' cluster.

Key words: auriferous polymetallic mineralization, geological, formative, and mineral types, disseminations and veinlets-and-disseminations mineralization, ore deposit, ore district, ore cluster, Allakh-Yun' cluster, native gold.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЭГИРИНОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ МИХАЙЛОВСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, КУРСКАЯ МАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ

Н.В.Грановская,
Ю.В.Попов

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону

В щелочных метасоматитах Михайловского железорудного месторождения установлен неодим-лантан-цериевый монацит в ассоциациях с эгирином, магнетитом, гематитом, магнезиально-железистыми карбонатами, кварцем, селадонитом, баритом. Эгириновое замещение железистых кварцитов приурочено к крупным разломам, сопряженным с линейными зонами окисления и жильным окварцеванием. Интерес к эгириновым метасоматитам Курской магнитной аномалии обусловлен их возможной связью с редкометальным и радиоактивным оруденением по аналогии с Криворожским железорудным бассейном.

Ключевые слова: редкоземельные минералы, эгирин, щелочные метасоматиты, железистые кварциты, Михайловское железорудное месторождение, Курская магнитная аномалия.

В докембрийских полосчатых железисто-кремнистых формациях часто встречаются породы, обогащенные щелочными пироксенами и амфиболами. Наиболее широко они распространены в палеопротерозойских железорудных бассейнах Хамерсли (Западная Австралия), Трансвааль (ЮАР), Курской магнитной аномалии (Россия) и в Криворожском (Украина) [2, 13, 23, 24, 27]. Породы содержат эгирин, рибекит, иногда альбит, а также железомagneзиальные карбонаты, кварц, слюды, магнетит, гематит. Их генезис может быть связан с метасоматозом или ретроградным низкотемпературным метаморфизмом, когда натрий привносится флюидами в систему изначально бедную щелочами [1, 3, 12, 24, 27]. Это доказывается наличием реакционных структур замещения в железистых кварцитах, локальным развитием железистых пород со щелочными силикатами и их приуроченностью к тектоническим зонам. Существует

также гипотеза происхождения эгириновых и рибекитовых железистых кварцитов за счет изохимического метаморфизма осадочных пород, формирующихся из железосиликатных гелей эвапоритовых обстановок [20, 22]. Ограничением является большая редкость первично-натровых осадочных пород, при метаморфизме которых образуются полосчатые железистые формации.

Интерес к метасоматически измененным железистым кварцитам обусловлен их частой связью с благородным, редкометальным и радиоактивным оруденением. Так, в щелочных метасоматитах кремнисто-железистой формации Украинского щита открыты промышленные скопления Sc, V, U, отмечены повышенные содержания Sr, Ba, Zr, P, Ge, Au, Ag, Pt, лантаноидов [6, 15, 18, 19]. Главный минерал-концентратор Sc и V на Желтореченском, Первомайском, Анновском месторождениях Криворожского бассей-

на – эгирин, образованный при участии углекисло-натровых метасоматических растворов [6, 15].

Настоящая статья посвящена исследованию минералов эгириновых метасоматитов одного из крупнейших железорудных объектов Курской магнитной аномалии – Михайловского месторождения. На нем в разные годы анализировались гидротермально-метасоматические изменения докембрийских пород в связи с оценкой благороднометального оруденения в железистых кварцитах и техногенных продуктах переработки железных руд. При проведении глубинного геологического картирования данной территории (Н.В.Попкова и др., 2006 г.), а также исследовательских работ [8–10, 16, 17] были оконтурены зоны метасоматитов и дана их прогнозно-геохимическая оценка на Au, Pd, Pt, которые рассматриваются как попутные и техногенные полезные ископаемые. Но целенаправленно редкометальная минерализация здесь не изучалась. Однако по аналогии с Криворожским железорудным бассейном в щелочных метасоматитах Михайловского месторождения могут присутствовать малоизученные редкие металлы, в том числе редкоземельные элементы (REE), представляющие промышленную ценность. Редкоземельные элементы – La, Ce, Nd, Y и др. – незаменимы в современных высокотехнологических производствах, поэтому поиски их месторождений и нетрадиционных источников относятся к актуальным и приоритетным направлениям геологических работ во всех развитых странах.

Для анализа отобраны образцы эгириновых пород из обнажений на горизонте 0 в юго-восточной части Центрального карьера Михайловского рудника. Прозрачные и полированные шлифы изучались методами оптической микроскопии. Электронно-зондовые исследования выполнены в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Центр исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного федерального университета с применением растрового электронного микроскопа VEGA II LMU (фирмы TESCAN), систем энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT и волнодисперсионного микроанализа INCA WAVE 700 (фирмы OXFORD Instruments Analytical).

Михайловское месторождение, расположенное в Курской области Центральной России, обладает уникальными запасами железных руд. Железорудная толща относится к протерозойской железисто-кремнисто-сланцевой формации нижнего карелия (курской серии) [5]. Раннепротерозойские железорудные толщи, слагающие объект, претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации [4, 11], в результате которого сформировались основные минеральные парагенезисы. Месторождение находится на западном крыле Михайловской грабен-синклинали, и его складчатая структура осложнена элементами разрывной тектоники главным образом соскладчатого характера.

Железные руды представлены неокисленными железистыми кварцитами (магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, магнетит-гематитовыми), а также продуктами зон окисления и древних кор выветривания (окисленными гематитовыми кварцитами и богатыми гематит-мартитовыми рудами). Основным объектом добычи – неокисленные железистые кварциты с содержанием магнитного Fe не менее 16% и общего Fe ~34–40%. Окисленные кварциты с содержанием Fe 40–41,5% относятся к труднообогатимым рудам и не эксплуатируются. Окисленные железистые кварциты залегают на неокисленных кварцитах, перекрывая их полностью на всей площади месторождения в виде линейно-площадных тел сложной формы мощностью от 20–60 до 200–300 м. Вдоль тектонических разломов линейные зоны окисления опускаются на глубину до 400 м и более [5, 7].

Богатые руды (с содержанием Fe >45%) залегают на «головах» железистых кварцитов в верхней части профиля коры выветривания. Их тела плащеобразной формы мощностью обычно не более 20–30 м. Они образуются за счет выщелачивания, выноса кремнезема, разложения алюмосиликатов и мартитизации магнетита, что характерно для большинства крупных месторождений в докембрийских полосчатых железистых формациях [21, 25].

Метаморфогенные полосчатые руды месторождения впоследствии были изменены метасоматическими и гидротермальными процессами, которые наиболее интенсивно проявля-

ны в зонах разрывной тектоники и расщепления, сопряженных с линейными зонами окисления [8]. На юге, юго-востоке и в центре Центрального карьера Михайловского рудника среди метасоматитов, приуроченных к крупным разломам, встречаются зеленые эгириновые разности. Эгириновые тела обособлены в виде гнезд и жил, мощностью в среднем ~0,6 м, протяженностью более десятков метров. Линейные зоны эгиринизации могут прослеживаться на сотни метров при мощности в десятки метров. Попутно с эгирином в зонах метасоматоза отмечается синий рибекит, который часто развивается по трещинам, плоскостям плитчатости в карбонатизированных железистых кварцитах (рис. 1). В целом процесс рибекитизации на Михайловском месторождении полигенный, выходит за рамки узколокальных тектонических зон, так как рибекит присутствует также в слабодислоцированной толще железистых кварцитов.

Минеральные ассоциации эгириновых метасоматитов. Изученные зеленые метасоматиты представлены преимущественно щелочным пироксеном (>90%) с минералами поздних стадий, среди которых преобладают карбонаты, магнетит и кварц. В качестве редких минералов наблюдаются селадонит, монацит, барит. Основная масса щелочных метасоматитов сложена агрегатами эгирина – шестоватыми, спутанно-волокнистыми, сноповидными с длиной индивидов до 2–3 см.

При микроскопических исследованиях шлифов, помимо крупных шестоватых кристаллов эгирина (>1 мм), в основной массе породы фиксируются более мелкие призматические кристаллы эгирина (размером 0,1–0,3 мм и менее) в зазубренных гранобластовых, нематобластовых сростаниях. По трещинам спайности в эгирине развиваются цепочки изометричных кристаллов магнетита и вытянутые метазерна кварца с коррозионными границами (рис. 2). По результатам микрозондового анализа определен состав щелочного пироксена, слагающего основную массу образца, который отвечает стандартному составу эгирина, вес. %: 14,1 Na₂O, 34,1 Fe₂O₃, 51,2 SiO₂; отмечается присутствие магния (Mg ~0,04±0,07).

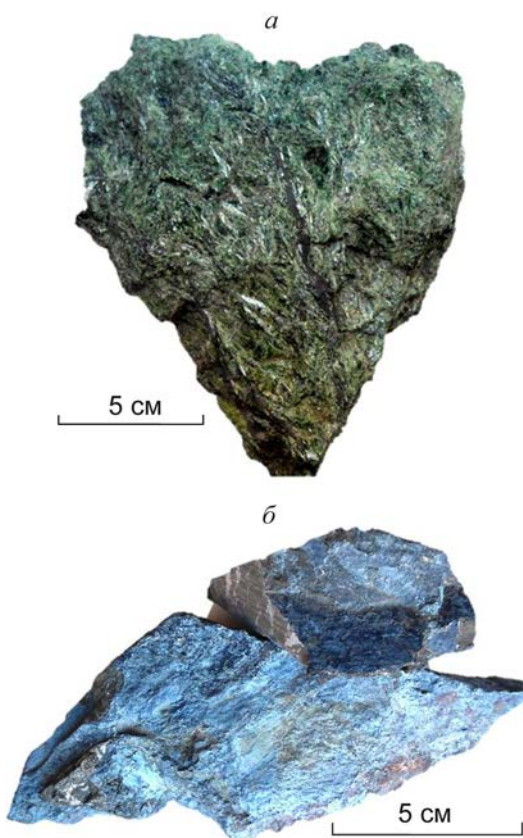


Рис. 1. Щелочные метасоматиты Михайловского месторождения:

а – зеленый эгириновый метасоматит; *б* – рибекит в виде синих примазок по трещинам в карбонатизированных гематит-магнетитовых кварцитах

Как видно на электронных снимках, магнетит и кварц являются более поздними минералами щелочного метасоматоза, так как образуют линейно вытянутые метазернистые выделения в эгирине. Крупные зерна магнетита размером 0,1–2 мм, их контуры часто зазубрены, местами в магнетите встречаются участки с повышенным содержанием Na, Si за счет реликтов замещающегося эгирина. Мелкие зерна оксидов железа (50–5 мкм) представлены идиоморфными изометричными метакристаллами, образующими цепочки по субпараллельным трещинам в эгирине. В отдельных фрагментах микрокристаллы магнетита пересекают границы кварцевых выделений, что дает основание предположить следующую последовательность минералообразования: эгирин → кварц → магнетит.

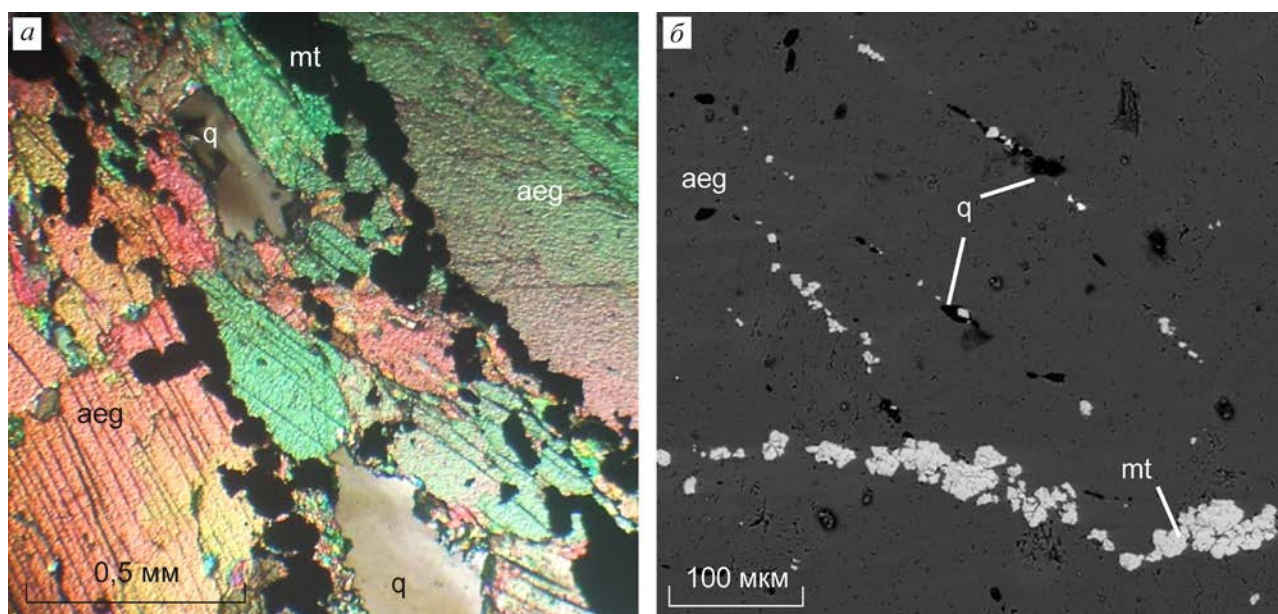


Рис. 2. Цепочки метакристаллов магнетита (mt) и метазерна кварца (q) по трещинам спайности в эгирине (aeg):

а – фото шлифа (никили скрещены); б – изображение в BSE электронах

Микрозондовые исследования показали также наличие в эгириновых породах нескольких генераций карбонатов. Наиболее ранний карбонат представлен сидеритом (с усредненным составом $(\text{Fe}_{0,8}\text{Mg}_{0,2})\text{CO}_3$) в виде редких зерен и ромбоэдрических кристаллов совместно с эгирином (рис. 3, г).

На рис. 3, а демонстрируется общий вид микростроения щелочного метасоматита с магнезиально-железистыми карбонатами. В основной массе эгирина локализованы извилисто-полосчатые невыдержанные выделения карбонатов, к которым приурочены пятнистые скопления и цепочки метакристаллов магнетита. Коррозионные извилистые границы карбонатных выделений, расположение вдоль микротрещин свидетельствуют об их более позднем образовании по отношению к эгирину. Изометричные метакристаллы магнетита размером от 1 до 10 мкм и их цепочки пересекают полосчатые выделения карбонатов. В массе метасоматических карбонатов наиболее широко развит анкерит состава $\text{Ca}(\text{Fe}_{0,7}\text{Mg}_{0,3})\text{CO}_3$. В анкерите просматриваются более поздние метазерна доломита, отвечающие составу

$\text{Ca}(\text{Mg}_{0,8}\text{Fe}_{0,2})\text{CO}_3$, которые, вероятно, находятся в парагенезисе с метакристаллами новообразованного магнетита. Последовательный вынос железа в ходе метасоматических преобразований карбонатов компенсируется его осаждением на поздних стадиях в виде оксида железа.

Минералогические исследования щелочных метасоматитов имеют не только научный, но и практический интерес, так как в сростаниях с новообразованными оксидами железа в этих породах обнаружен фосфат редкоземельных элементов – неодим-лантан-цериевый монацит. В зеленых эгириновых породах (см. рис. 1, а) монацит представлен хорошо ограниченными призматическими кристаллами размером до 10–20 мкм в парагенезисе с новообразованным поздним магнетитом (см. рис. 3, в). Фосфат редкоземельных элементов встречается и в карбонатизированных гематит-магнетитовых кварцитах с ребекитом (см. рис. 1, б), которые, как и эгириновые метасоматиты, локализуются в тектонических зонах. Монацит здесь образует метазерна в гематите, ассоциирующем с зеленой слюдой – селадонитом (см. рис. 3, б) и железистым доломитом. По данным микрозондовых ис-

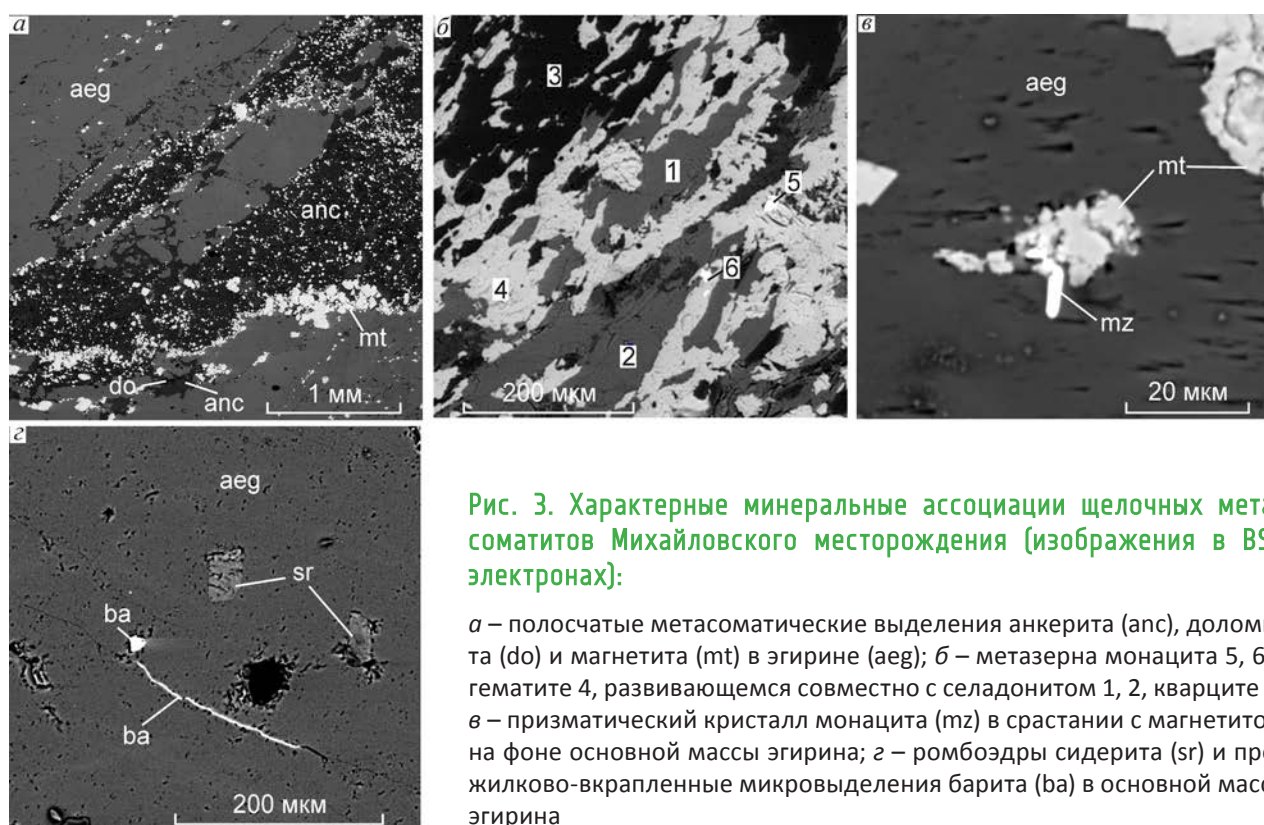


Рис. 3. Характерные минеральные ассоциации щелочных метасоматитов Михайловского месторождения (изображения в BSE электронах):

а – полосчатые метасоматические выделения анкерита (anc), доломита (do) и магнетита (mt) в эгирине (aeg); *б* – метазерна монацита 5, 6 в гематите 4, развивающемся совместно с селадонитом 1, 2, кварците 3; *в* – призматический кристалл монацита (mz) в сростании с магнетитом на фоне основной массы эгирина; *з* – ромбоэдры сидерита (sr) и прожилково-вкрапленные микровыделения барита (ba) в основной массе эгирина

следований монацит соответствует составу (La-Ce) с Nd: $(\text{Ce}_{0,5}\text{La}_{0,3-0,4}\text{Nd}_{0,1-0,2})(\text{PO}_4)$; содержание La 19,8±0,43 вес. %, Ce 25,2±0,4%, Nd 9,5±0,45%.

При проведении ГГК-50 докембрия на площади Михайловского месторождения (Н.В.Попкова, Е.А.Адамов, 2006 г.) было установлено, что зеленые магнезиально-калийно-железистые слюды возникли после щелочных пироксенов и амфиболов, но до последующей субщелочной стадии, которая фиксируется карбонатами. Это подтверждается и нашими данными. С заключительными фазами субщелочной стадии связано также образование монацита. Учитывая особенности поведения редкоземельных элементов в щелочно-карбонатных растворах при температурах >300°C [14, 26], можно предположить, что калий способствует переносу элементов цериевой группы, а натрий их осаждению. Уменьшение в гидротермальных растворах калия вследствие связывания его в слюды способствовало осаждению REE цериевой группы.

К поздним генерациям эгириновых метасоматитов, помимо карбонатов, кварца, магне-

тита и монацита, относится барит состава $(\text{Ba}_{0,94}\text{Sr}_{0,06})\text{SO}_4 - (\text{Ba}_{0,93}\text{Sr}_{0,05}\text{Ca}_{0,02})\text{SO}_4$ с количеством Sr 2,1± 0,21 вес. %. Барит, содержащий повышенные концентрации Sr, встречен в эгирине в виде мелких метазерен размером первые десятки микрометров и ультрамикроскопических прожилков (см. рис. 3, з).

Итак, наиболее ранние минералы эгириновых пород – эгирин и небольшое количество сидерита. Все новообразованные минералы в эгириновых метасоматитах (анкерит, доломит, кварц, магнетит, монацит, барит) приурочены к субпараллельным микротрещинным зонам в эгирине. Но основная масса анкерита, в свою очередь, пересекается, замещается выделениями более поздних доломита, магнетита, неодим-лантан-цериевого монацита, стронцийсодержащего барита. Общий процесс последовательности образования минералов изученных щелочных метасоматитов можно представить в виде следующих схем:

гематит-магнетитовый кварцит → эгирин → кварц → магнетит;

магнетитовый кварцит → гематит+селадонит → ферродоломит → монацит;
эгирин+сидерит → анкерит → доломит+магнетит;

эгирин → магнетит+монацит;

эгирин → барит.

На основании выполненных исследований можно сделать такие выводы:

неодим-лантан-цериевый монацит обнаружен в составе эгириновых и карбонатных метасоматитов, развивающихся в тектонических зонах по железистым кварцитам Михайловского месторождения;

в ассоциациях с монацитом, кроме эгирина, присутствуют карбонаты изоморфного ряда анкерит – доломит, селадонит, магнетит, гематит, кварц, стронцийсодержащий барит, которые развиваются в результате неоднократных последовательных реакций замещения с привносом и выносом Na, Ca, Mg, K, SiO₂, Fe, P, REE;

редкоземельная минерализация совместно с новообразованным магнетитом и баритом относится к заключительным фазам поздней субщелочной стадии щелочного метасоматоза;

REE, P, Ba, судя по структурно-морфологическим взаимоотношениям новообразованных минералов, привносились в тектонически ослабленные зоны гидротермальными растворами метаморфогенной или плутоногенной природы;

эгириновые метасоматиты Курской магнитной аномалии могут быть связаны с редкометальным и радиоактивным оруденением по аналогии с Криворожским железорудным бассейном.

Авторы благодарны главному геологу Рудоуправления Михайловского ГОКа Н.И.Ломаче и ведущему геологу С.М.Мастерову в содействии при отборе проб и предоставлении геологического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Глаголев А.А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА. – М.: Наука, 1966.
2. *Евтехов В.Д.* Генетическая и прикладная минералогия натриевых метасоматитов железисто-кремнистых формаций Украинского щита: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – Львов, 1992.
3. *Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г.* Метасоматиты Криворожского рудного пояса. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961.
4. *Жданов В.В.* Железорудные скарны и железистые кварциты // Отечественная геология. 1993. № 4. С. 25–32.
5. *Железные руды КМА / Под ред. В.П.Орлова, И.А.Шевырева, Н.А.Соколова.* – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001.
6. *Желтореченское ванадий-скандиевое месторождение / А.В.Тарханов, А.Р.Кудлаев, А.В.Петрин и др.* // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 50–56.
7. *Жмакин В.М.* Рудоносность Михайловского района Курской Магнитной Аномалии // Разведка и охрана недр. 1998. № 9–10. С. 31–34.
8. *Кашин С.В., Плющев Е.В., Попкова Н.В.* Стадийность и зональность эпигенетического минералообразования в железистых кварцитах Михайловского месторождения (КМА) // Зап. ВМО. 2001. № 6. С. 95–98.
9. *Мызников И.К., Шелехов А.Н.* Технологическая оценка отвальных хвостов магнитной сепарации железистых кварцитов КМА для организации попутной золотодобычи // Тез. докл. 2-го Междунар. симпозиума «Проблема комплексного использования руд». СПб., 1996. С. 76.
10. *Попкова Н.В.* Золотоносность докембрийских образований Михайловского рудного узла (КМА): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.
11. *Региональные метаморфо-метасоматические формации / В.В.Жданов, Г.М.Беляев, Б.А.Блюман и др.* – М.: Недра, 1983.
12. *Савко К.А., Поскрякова М.В.* Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород Шемраевского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2004. № 1. С. 68–83.
13. *Савко К.А., Поскрякова М.В.* Рибекит-эгирин-селадонитовые железистые кварциты Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 471–490.
14. *Синькова Л.А.* О миграции и разделении ЕЗЭ в щелочно-карбонатной среде // Геохимия гидротермального рудообразования. М., 1971. С. 154–161.

15. Харитонов В.Н. Этапность формирования комплексных скандий-ванадий-железных руд Первомайского месторождения Кривбасса // Разработка рудных месторождений. 1997. № 61. С. 143–145.
16. Чернышов Н.М., Молотков С.П., Петров С.В., Попкова Н.В. Особенности распределения и формы нахождения платиноидов и золота в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 5. С. 24–30.
17. Шелехов А.Н. Золото- и платиноносность железистых кварцитов Русской платформы и пути их практического использования в XXI веке // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 123–125.
18. Каталенець А.І. Про розподіл ванадію в рідкіснometальних натрієвих метасоматитах залізо-кременистих формацій Українського щита // Геолого-мінералогічний вісник. 2001. № 2. С. 93–96.
19. Мядзель В.В. Стадійність гіпергенних змін егірину з Криворізького басейну // Геолого-мінералогічний вісник Криворізький технічний університет. 2003. № 1. С. 64–67.
20. French B.M. Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron formations // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. P. 1063–1074.
21. Gutzmer J., Chisonga B.C., Beukes N.J. and Mukhopadhyay J. The geochemistry of banded iron formation-hosted high-grade hematite-martite iron ores // Reviews in Econ. Geol. 2008. Vol. 15. P. 157–183.
22. Klein C. Greenalite, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron formation // Canad. Miner. 1974. Vol. 12. P. 475–498.
23. Miyano T., Beukes N.J. Mineralogy and petrology of the contact metamorphosed amphibole asbestos-bearing Penge iron formation, Eastern Transvaal, South Africa // J. Petrol. 1997. Vol. 38. № 5. P. 651–676.
24. Miyano T., Klein C. Conditions of riebeckite formation in the iron-formation of the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. P. 517–529.
25. Roy Subrata, Venkatesh A.S. Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis // J. Earth Syst. Sci. 2009. 118. № 6. P. 619–641.
26. Smith M.P., Henderson P., Peishan Z. Reaction relationships in the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit Inner Mongolia, China: implications for the relative stability of rare-earth element phosphates and fluorocarbonates // Contrib. Miner. Petrol. 1999. Vol. 134. P. 294–310.
27. Trendall A.F., Blockley J.G. The iron formation of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia with special reference to the associated crocidolite // Western Australia Geol. Surv. Bull. 1970.

Грановская Наталья Васильевна,
кандидат геолого-минералогических наук
grannv@sfedu.ru

Попов Юрий Витальевич,
кандидат геолого-минералогических наук
popov@sfedu.ru

RARE METAL MINERALIZATION IN AEGIRINE METASOMATITES, MIKHAILOVSKOE Fe DEPOSIT, KURSK MAGNETIC ANOMALY

N.V.Granovskaya,
Yu.V.Popov

Nd-La-Ce monazite in association with aegirine, magnetite, hematite, Mg-Fe carbonates, quartz, celadonite, and barite was found to occur in alkali metasomatites in Mikhailovskoe Fe deposit. The development of aegirine after ferruginous quartzite is controlled by major faults marked by linear oxidized and silicified rock bodies. Aegirine metasomatites of the Kursk Magnetic Anomaly could be prospective due to their possible relations to the rare metal and radioactive mineralization by analogy with the Krivoy Rog Province.

Key words: REE minerals, aegirin, alkali metasomatite, ferruginous quartzite, Mikhailovskoe Fe deposit, Kursk Magnetic Anomaly.

РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РФ

Г.Ф.Склярова

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН,
г. Хабаровск

Анализ закономерностей развития и размещения месторождений и проявлений свинцово-цинковых руд в составе стратифицированных разновозрастных и литологически разнородных толщ на территории Дальнего Востока в пределах различных геотектонических структур позволяет выделить следующие рудно-формационные типы стратиформного свинцово-цинкового оруденения: миргалимсайский, тяньшаньский, филизчайский, малокавказский. Прогнозно-металлогеническое районирование территории Дальнего Востока предполагает оконтуривание разномасштабных рудноносных площадей, специализированных на определенный рудно-формационный тип полиметаллического оруденения.

Ключевые слова: рудно-формационные типы, стратиформные свинцово-цинковые месторождения, прогнозно-металлогеническое районирование.

К стратиформным относятся рудные месторождения, которые по условиям образования и положению подчинены напластованию вулканогенно-осадочных и осадочных слоистых стратифицированных толщ [4]. Для стратиформных типов оруденения характерны широкое площадное развитие согласно общему простиранию вмещающих пород, приуроченность к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам, отсутствие прямых связей с интрузиями, выдержанный минеральный состав руд, своеобразная морфология рудных тел. По результатам тематических работ (ДВИМС, отв. исполнитель Г.Ф.Склярова, научный руководитель проф. д-р геол.-минер. наук Г.В.Ручкин), посвященных палеотектоническому и формационному анализам разновозрастных комплексов пород, содержащих около 600 месторождений и проявлений свинцово-цинковых руд с промышленными кон-

центрациями, по характерным рудоконтролирующим признакам, по аналогии с известными эталонными месторождениями стратиформных типов на территории Дальнего Востока в различных геотектонических структурах (Л.И.Красный, Д.А.Кириков, 1984 г.) согласно классификациям ЦНИГРИ [2, 5] выделены рудно-формационные типы стратиформных месторождений и проявлений цветных металлов в составе карбонатных и вулканогенно-терригенных толщ (таблица, рисунок).

Рудно-формационные типы стратиформных месторождений и проявлений цветных металлов в карбонатных толщах – миргалимсайский, тяньшаньский.

Месторождения *миргалимсайского типа* ассоциируются с карбонатно-терригенными формациями, слагающими платформенный или посторогенный чехол, при отсутствии заметной

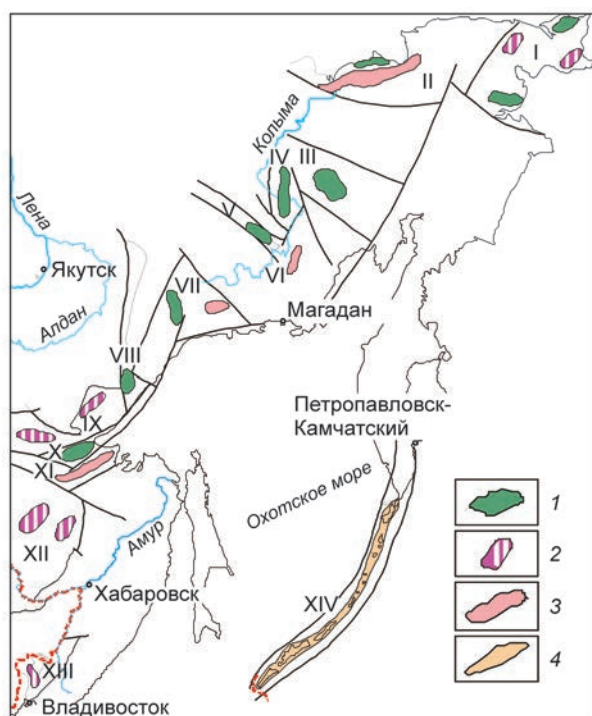


Схема размещения рудно-формационных типов стратиформных свинцово-цинковых руд на территории Дальнего Востока:

рудно-формационные типы: 1 – миргалимсайский, 2 – тяньшаньский, 3 – филизчайский, 4 – малокавказский; *региональные тектонические структуры и их фрагменты:* I – Чукотский массив, II – Чукотская геосинклинально-складчатая система, III – Омолонский массив, IV – Приколымская зона, V – Омүлевско-Полуосненская зона, VI – Верхояно-Колымская геосинклинально-складчатая система, VII – Охотский массив, VIII – Сетте-Дабанский перикратонный прогиб, IX – Становая плутоногенная система, X – Шевлинский перикратонный прогиб, XI – Амуро-Охотская геосинклинально-складчатая система, XII – Буреинский массив, XIII – Ханкайский массив, XIV – Курило-Южно-Камчатская островная дуга

связи с магматическими образованиями. К ним относятся известные месторождения Верхне-Миссисипского района, Миссури, Пайн-Пойнт, Сардана и самая многочисленная группа свинцово-цинковых проявлений в отложениях разного возраста (от позднего протерозоя до девона), развитых в районах Чукотского, Охотского, Омолонского массивов, Приколымской, Омүлевско-Полуосненской зон, Сетте-Дабанского и

Шевлинского перикратонных прогибов. Рудный материал в составе известняков локализуется в зонах и горизонтах брекчирования, дробления, пиритизации, окварцевания. Рудное вещество отмечается в виде рассеянной и гнездовидной вкрапленности, образует протяженные прослойки и пласты согласные с простиранием пород. Основные рудные минералы – галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, пирит. Содержания полезных компонентов (максимальные, %): 25,2 Pb, 21 Zn, 11,9 Cu; 139 г/т Ag. Краткие данные по наиболее крупным проявлениям представлены в таблице.

Свинцово-цинковое оруденение *тяньшаньского типа* контролируется мезогеосинклинальными зонами, сложенными карбонатно-терригенными формациями и слабо проявленными вулканогенными образованиями. К нему принадлежат месторождения и проявления в карбонатно-терригенных отложениях геосинклинального типа позднепротерозойско-кембрийского, девонско-каменноугольного возрастов, известных в пределах Чукотского, Буреинского и Ханкайского массивов, а также Чукотской и Становой складчатых систем.

Рудно-формационные типы стратиформных месторождений и проявлений цветных металлов в вулканогенно-терригенных толщах – мансфельдский, филизчайский, малокавказский («куроко»).

Мансфельдский тип объединяет медьсодержащие песчаники, сланцы, реже вулканогенные породы в составе осадочных или осадочно-вулканогенных пестроцветных формаций. Рудопроявления «медистых песчаников» ограниченно развиты в пределах Приколымского поднятия в составе карбонатно-терригенной с кварцитами геосинклинальной формации в бассейне р. Колыма. Оруденение представлено серией минерализованных зон, сближенных прожилков и жил с прожилково-вкрапленным типом руд. Рудные минералы – халькопирит, халькозин, в подчиненном количестве галенит, сфалерит. Содержания Cu достигают 1–5, иногда 23%, Au – редко до 1,2, Ag до 10–150 г/т.

Проявления свинцово-цинковых руд *филизчайского типа* характерны для образований, формирующихся в глубоководных окраинно-

Рудно-формационные типы стратиформных месторождений свинца и цинка Дальнего Востока

| Типы | Тектоническое положение | Палеотектоническая позиция | Формационный тип рудомещающих отложений (возраст) | Минеральный состав руд | Содержание, % | Непромышленные месторождения и рудопроявления | |
|----------------|------------------------------|-------------------------------------|---|--|--|---|--------------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | |
| Миргалмсайский | Чукотский массив | Чехол срединного массива | Карбонатно-терригенный углисто-кремнистый (D) | Галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит | Pb 25,2 Zn 21,0 Cu 11,9 Ag 139 г/т | Чегитуньская, Мечигменская группы, Итыкивеемское | |
| | Омолонский массив | Чехол Прикольмо-Омолонского массива | Карбонатно-терригенный вулканогенный (D) | Галенит, пирит, сфалерит, халькопирит | Pb 10,0 Zn 0,57 Ag 100 г/т | Рудопроявления Олойской зоны | |
| | Прикольмская зона | Перикратонно-авлакогенная зона | | Карбонатно-терригенный с кварцитами (PR ₂ -O) | Галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит, халькозин | Pb 19,0 Zn 7,77 Ag 10,6 г/т | Эджекал, Ромашка |
| | | | | Карбонатно-терригенный (D ₂₊₃) | Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит | Pb 6,37 Zn 1,0 Cu 1,64 Ag 3,5 г/т | Более 30 точек рудной минерализации |
| | Охотский массив | Чехол срединного массива | | Карбонатно-терригенный (D) | Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит | Pb 5,0 Zn 3,0 Cu 1,25 Ag 332 г/т Au 6 г/т | Ульбейская группа проявлений |
| | | | | Карбонатно-терригенный (O) | Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит | Pb 0,36 Zn 3,33 | Группа точек рудной минерализации |
| | Омулевско-Полоусненская зона | Перикратонный прогиб | | Карбонатно-терригенный гипсоносный (S-D) | Галенит, сфалерит | Pb 12,8 Zn 7,3 | Месторождение Урультунское |
| | | | | Карбонатный (E) | Галенит, сфалерит | Pb 83,81 Zn 46,30 | Лугун-Пуханильская группа проявлений |
| | Шевлинский прогиб | Перикратонный прогиб | | Карбонатно-терригенный флишеидный (PR ₂) | Галенит, сфалерит | Pb 33,97 Zn 61,19 | Месторождение Майское |

Продолжение таблицы

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | |
|--------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--|---|---|---|---|
| Тяньшаньский | Чукотский массив | Геосинклинальный прогиб | Карбонатно-терригенный вулканогенно-баритовый (PR ₂) | Галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит | Pb 28,9 Zn 22,53 Cu 1,46 Ag 480 г/т Au 27 г/т | Сердце-Камень, Сешан, Горная | |
| | Буреинский массив | Геосинклинальный прогиб | Карбонатно-терригенный (PR ₂ -E) | Сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит | Pb 6,0 Zn 25,4 Cu 1,0 | Месторождение Чагоян-Джурканское, Мельгинское | |
| | | Пригеосинклинальный прогиб | Карбонатно-терригенный вулканогенный (D) | Галенит, сфалерит, пирит | Pb 16,84 Zn 29,4 Au 4,19 г/т Ag 2700 г/т | зейско-Урканские проявления | |
| | Ханкайский массив | Геосинклинальный прогиб | Карбонатно-терригенный (PR ₂ -E) | Галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит | Pb 12,0 Zn 6,46 Au 4,97 г/т Ag 11 г/т | Месторождение Курханское, Кабаргинское | |
| | Становая система | Эвгеосинклинальный прогиб | Карбонатно-терригенный (AR ₃) | Галенит, сфалерит | Pb 10,83 Zn 103,4 Cu 1,0 | Большой Бургален, Мутюки-Макит | |
| | Филиппинский | Охотский массив | Окраинный прогиб | Терригенный карбонатный, вулканогенный (P) | Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит | Pb 7,4 Zn 3,5 Ag 10 г/т | Проявление руч. Дикий и точки минерализации |
| | | Чукотская складчатая система | Геосинклинальный прогиб | Терригенный флишеидный (T) | Галенит, сфалерит, халькопирит | Pb 65,82 Zn 3,16 Cu 10,0 | 50 точек рудной минерализации |
| | | | Амуро-Охотская складчатая область | Геосинклинальный прогиб | Вулканогенно-терригенный углеродисто-кремнисто-карбонатный (PR ₂) | Пирит, халькопирит | Cu 10 |
| | | Верхояно-Колымская складчатая система | Геосинклинальный прогиб | Терригенный (T) | Галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, флюорит | Pb 33,75 Zn 41,4 Ag 3 г/т | Булунга, Тектоническое |
| | | | Геосинклинальный прогиб | Терригенный (P) | Галенит, сфалерит, пирит, пирротин | Pb 10 Zn 9,5 Ag 1700 г/т | Токичанское |
| Куроко | Курило-Южно-Камчатская островная дуга | Островодужный геосинклинальный прогиб | Вулканогенно-терригенный липарит-дацит-андезитовый (P ₃ -N ₁) | Сфалерит, галенит халькопирит, пирит | Zn 35,3 Pb 18 Cu 6,0 | Курильские острова (Валентиновское, Докучаевское, Чистое) | |

континентальных прогибах терригенных вторичных эвгеосинклиналей с незначительным развитием базальтоидного вулканизма. Рудоносные толщи представлены терригенно-флишоидной, иногда углеродистой вулканогенной формациями. Месторождения содержат гидротермально-осадочные залежи преимущественно пластообразной и линзовидной форм. Известные месторождения – Филизчайское, Холоднинское и др.

К филизчайскому типу на Дальнем Востоке отнесены проявления колчеданных руд, локализующихся в геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах позднепротерозойского возраста в Амуро-Охотской складчатой области, во флишоидно-терригенных толщах триасового и пермского возрастов Чукотской и Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатых систем, в терригенных образованиях Гродековского и Инского краевых прогибов.

Проявления полиметаллических руд *малокавказского типа* («куроко») образуют островодужные металлогенические зоны, наложенные на относительно мелкие фрагменты континентальной коры. Эти месторождения генетически связаны с подводной кислой вулканической деятельностью палеоген-неогенового возраста. Пространственно рудные тела приурочены к выдержанным горизонтам туфов и лав дацит-андезит-риолитового состава, выделяемых в формацию «зеленых туфов». Они образуют единую рудно-формационную зону с типом промышленного оруденения аналогичным таковому на Японских островах.

Полиметаллические руды типа «куроко» в рамках протяженной металлогенической зоны проявлены в пределах островов Большой Курильской дуги: Кунашир (Валентиновское месторождение), Итуруп (Чистореченское проявление), Уруп (ряд рудопроявлений), Парамушир (Рифовое проявление). Для них характерны привязка к миоценовым эффузивно-терригенным образованиям, прорванным гранитоидами и липаритами, пластовая, линзовидная, куполовидная морфология рудных тел, однотипный минеральный состав руд (основные – сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, второстепенные – халькозин, борнит, церуссит, англезит, ковеллин, нерудные – барит, кварц, гипс в око-

лорудных зонах). Сравнение характеристик промышленных полиметаллических месторождений Японии [1] и полиметаллических проявлений Курильских островов, являющихся продолжением третичных островных дуг Японии, позволяет предположить их полную аналогию [3], что повышает перспективность оценки.

Прогнозно-металлогеническое районирование территории Дальнего Востока предполагает выявление разномасштабных рудоносных площадей – провинций, зон, районов, специализированных на конкретный рудно-формационный тип оруденения. Таксонометрия прогнозно-металлогенических площадей принималась согласно руководствам, разработанным в ЦНИГРИ [5]. Металлогеническим зонам соответствуют структурно-формационные зоны, выделяющиеся в пределах региональных структур перспективных на определенный рудно-формационный тип месторождений. В пределах провинций выделяются металлогенические зоны, объединяющие известные месторождения или крупные проявления цветных металлов. Прогнозно-металлогеническая площадь ранга рудного района включает прогнозные участки, соответствующие рудным полям и месторождениям.

Металлогенические провинции и зоны, выделенные на территории Дальнего Востока, по степени их изученности, масштабам развития или аналогии с типовыми промышленными месторождениями по степени перспективности ранжированы на рудоносные, прогнозно-рудоносные и площади с неясными, малыми перспективами. К наиболее перспективным отнесены Буреинская (Чагоян-Джурканская зона), Ханкайская, Омудевская и Курило-Камчатская провинции.

Чагоян-Джурканская зона на левобережье среднего течения р. Зея (Амурская область), согласно залегающая с вмещающими девонскими терригенно-карбонатными (мраморизованными) породами, прослежена более чем на 50 км. В ее пределах установлены Чагоянское, Джурканское, Желтый Яр и ряд более мелких, аналогичных по составу, проявлений с вкраплениями сфалерита, галенита, халькопирита в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках.

Мощность рудных зон с пластами оруденелых пород в 22 м, содержаниями в рудах Pb до 2,5, Zn >5%, а в окисленных рудах соответственно до 25 и 42% по скважинам варьирует от 20 до 149 м. В 60–80-х годах проводились значительные по объему геолого-съёмочные и поисково-разведочные работы, на основании которых можно сделать вывод о стратиформном типе оруденения: широкое площадное развитие прослеженного свинцово-цинкового оруденения; литолого-стратиграфическая приуроченность рудоносности к определенному горизонту в зоне контакта терригенно-песчаниковой и карбонатной толщ; относительно простой минеральный состав руд – сфалерит, галенит, в подчиненных количествах пирит, пирротин, халькопирит и их окисленные минералы; вкрапленный, прожилково-вкрапленный без видимой связи с магматическими образованиями характер оруденения. Для промышленно-экономической оценки масштабов оруденения в Чагойан-Джурканском районе, в том числе заверки геофизических аномалий и скрытого оруденения на глубину, целесообразна постановка более детальных геологоразведочных работ с применением глубокого бурения.

Ханкайская провинция (Приморский край) выделена в пределах одноименного массива и включает площади развития свинцово-цинковых проявлений в карбонатно-терригенных отложениях позднепротерозойско-кембрийского возраста: Кабаргинское (40 линейно вытянутых тел мощностью от 0,5 до 80 м, протяженностью до 300 м с гнездовидно-вкрапленными, массивными рудами в основном галенит-сфалеритового состава с содержаниями Pb ~3, Zn >6%, Ag до 11 г/т); Курханское с аналогичным характером оруденения (протяженность рудного поля порядка 4 км, содержания Pb и Zn в свинцово-цинковых рудах в среднем до 5%, иногда в шестиметровом интервале в среднем Pb до 12, Zn >2%).

Омулевская свинцово-цинковая провинция выделена в юго-восточной части Омулевско-Полоусненской тектонической зоны (Магаданская область). В пределах Омулевского поднятия (Тасканская металлогеническая зона) обнаружены многочисленные проявления. Наиболее

изучено Урультунское месторождение флюорит-свинцово-цинковых руд. Основными рудоносными горизонтами являются стратиформные согласные пласты доломитов с вкрапленным оруденением. На их фоне выделяются линзы богатых руд, доля которых от 3 до 50% в составе вмещающих пород. Содержания полезных компонентов в рудах, %: 0,4–12,8 Pb, 2,7–9,43 Zn. Прогнозные ресурсы свинца и цинка в бассейне рек Урультуна и Таскана соответствуют месторождению со средними запасами.

Курило-Южно-Камчатская полиметаллическая провинция выделена в пределах Курило-Южно-Камчатской островной дуги и включает площади развития палеоген-неогеновых отложений. Провинция уникальна по условиям геологического развития и металлогенической специализации. Только в этом районе зафиксированы многочисленные крупные проявления Валентиновское, Докучаевское, р. Чистая и др., приуроченные к самому молодому олигоцен-миоценовому рудогенному уровню и генетически связанные с формированием в подводных условиях горизонтов туфов и лав дацит-андезит-риолитового состава («формация зеленых туфов»). Состав руд сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовый с высокими содержаниями полезных компонентов – Zn >10, Pb до 8, Cu до 6%. Устанавливается полная аналогия проявлений Курило-Камчатской провинции с разрабатываемыми полиметаллическими месторождениями типа «куроко» Японии. Полиметаллическая рудоносность Курило-Южно-Камчатской металлогенической провинции весьма перспективна для оценки месторождений, разрабатываемых открытым способом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и минеральные ресурсы Японии* / Под ред. Г.П.Романович. – М.: ИЛ, 1961.
2. *Ручкин Г.В., Склярова Г.Ф.* Металлогенические формации стратиформных месторождений цветных металлов ДВ СССР // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 17–25.
3. *Склярова Г.Ф.* Колчеданно-полиметаллические проявления Камчатско-Курильской металлогени-

- ческой зоны в сопоставлении с месторождениями типа «куроко» в Японии // Руды и металлы. 2007. № 4. С. 37–41.
4. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1970. № 6. С. 3–17.
5. Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов / А.И.Кривцов, И.З.Самонов, Е.И.Филатов и др. – М.: Недра, 1985.

Склярова Галина Федоровна,
кандидат геолого-минералогических наук
sklyarova@igd.khv.ru

FORMATIVE STYLES OF STRATIFORM Pb-Zn MINERALIZATION IN THE RUSSIAN FAR EAST

G.F.Sklyarova

Analysis of regularities inherent in development and allocation of numerous Pb-Zn deposits and occurrences in chronologically (Archean through Tertiary) and lithologically (carbonates, terrigenous-carbonate, terrigenous, and volcanic-terrigenous) heterogeneous sequences composing various geotectonic structures resulted in delineation of the following formative types of stratiform Pb-Zn mineralization: Mirgalimsai, Tiang Shang, Filizchai, and Minor Caucasus. Predictive metallogenic regionalization of the Russian Far East territory presumes contouring of taxons differing by their rank (provinces, zones, clusters) and individual in style(s) of the base metal mineralization.

Key words: formative mineralization style, stratiform Pb-Zn deposit, prognostic metallogenic regionalization.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫХ В ЖУРНАЛ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ»

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru.
2. К тексту прилагаются документы: письмо (разрешение на опубликование) руководителя учреждения, экспертное заключение о возможности публикации в открытой печати, сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, ученая степень, ученое звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (5–7 предложений) и ключевых слов на русском и английском языках.
4. Максимальный объем статьи – 20 страниц в редакторе MS Word, включая таблицы, графику, список литературы. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы (их максимальный размер 23×16 см).
5. Для набора математических формул рекомендуется использовать MS Equation 3.0. Все используемые символы, сокращения и аббревиатуры необходимо расшифровать. Десятичный символ – запятая (0,47); между цифрами – тире без пробелов (5–10); кавычки – «елочки».
6. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или черно-белом варианте в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
7. Список литературы приводится в конце статьи и оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5-2008. Ссылки в тексте на источник даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. Неопубликованные работы в список не включаются, при необходимости на них делается ссылка в тексте, например (А.А.Иванов, Б.Б.Петров, 2003 г.).
8. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНАХ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ТЫРНЫАУЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА

В.В.Столяров

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

В соответствии с новыми данными о составе и условиях локализации золотых руд на Северном фланге Тырнаузского рудного поля разработана прогноз-поисковая модель оруденения нетрадиционного для региона золото-скарнового геолого-промышленного типа с легко извлекаемым свободным (амальгамируемым) золотом. Показано, что многообразие поисковых предпосылок связано с развитием альпийского тырнаузского магматического комплекса. Обоснованы геологические, минералогические, геохимические и геофизические поисковые признаки.

Ключевые слова: прогноз-поисковая модель, золото, скарны, геохимическая аномалия, магнитное поле, Северный Кавказ, Тырнауз.

Первые сведения о золотоносности геологических образований в пределах Тырнаузского рудного поля получены И.Н.Ситковским в 1928–1929 гг. при поисковых работах на полиметаллы. С 1934 г. во главе с Б.В.Орловым проводились поисковые и геологоразведочные работы на вольфрам, молибден, полиметаллы, сурьму. С 1935 г. комбинатом «Севкавзолото» под руководством Б.П.Кулеша начались целевые поисковые работы на коренное золото, в результате которых пришли к выводу о бесперспективности исследованного района в отношении промышленного золотого оруденения. С 1948 г. работы по оценке золотоносности территории Тырнаузского рудного поля возобновились и продолжались до 1973 г. Они выполнялись в основном на северном фланге объекта силами Северо-Кавказского геологического управления и ГРЭ Тырнаузского вольфрам-молибденового комбината под ру-

ководством С.А.Шмарьяна (1952 г.), А.С.Еремеева (1953 г.), Д.Ф.Ворожбенко (1949–1954 гг.), В.Г.Микиртумова (1965–1968 гг.), Ф.А.Трифоновича (1972 г.), Е.В.Аксаментова (1973 г.) и др. Кроме того, определялась золотоносность вольфрам-молибденовых руд собственно Тырнаузского месторождения путем анализа дубликатов отобранных ранее проб. В итоге зафиксированы вторичные ореолы рассеяния Ag, Sn, As, Sb, 11 аномалий магнитного поля, в том числе Аномалия № 3, связанная со скарнами Зыгыркольской зоны, установлены повышенные содержания Au в разрозненных пробах из различных гидротермальных и метасоматических образований и в вольфрам-молибденовых рудах. На северном фланге выявлены золотоносные участки Сухие Балки, Аномалия № 3, Молибденовый штокверк и Рудная зона 69, рудопоявления Февральское, Новое и др., отмечены пространственная связь золотого оруденения с дайками

лейкократовых гранитов тырныаузского интрузивного комплекса и приуроченность его к крупным разрывным структурам северо-западного направления (Зыгыркольской и Хромитовой). Рекомендованы подземные горные и буровые работы на золото.

Научно-исследовательские работы в пределах Тырныаузского рудного поля касались главным образом различных аспектов вольфрам-молибденового оруденения, так как обнаруженные в то время золоторудные проявления не имели промышленных перспектив из-за низких содержаний золота и незначительных параметров. Минералогию и условия формирования вольфрам-молибденовых руд, вмещающих и околорудных метасоматитов изучали сотрудники МГУ Е.Н.Граменицкий, Л.Я.Аранович, О.В.Кононов, Н.Г.Зиновьева, И.В.Нестеров, Е.А.Дзагоева, Р.А.Виноградова, Л.И.Рогачева, Ростовского государственного университета В.Н.Труфанов, М.И.Гамов, Ю.А.Сафаров, Новочеркасского политехнического института А.Д.Каленов, В.С.Исаев, З.И.Курдюкова, Е.А.Нырков, Н.С.Скрипченко и др. Геологические условия локализации вольфрам-молибденового оруденения и его связь с магматизмом рассмотрены в работах А.В.Пэка, В.И.Андрианова, А.Г.Гурбанова, В.И.Рехарского, Ю.И.Блинова, Л.А.Варданянца, В.В.Веселова, В.А.Москалева, В.И.Старостина, Р.Н.Соболева, Г.А.Семочкина, С.П.Соловьева, Н.С.Скрипченко, В.С.Попова, А.А.Кременецкого, В.В.Ляховича, Н.Г.Родзянко, А.Ф.Свириденко, Н.К.Нефедова. При этом золотоносность вольфрам-молибденовых и сопутствующих сульфидных руд изучалась лишь в качестве второстепенной.

На Северном Кавказе в последние годы активизировались геологоразведочные работы по выявлению нетрадиционных для региона золоторудных месторождений. В результате поисковых работ ООО «Кабалкгеология» открыто и в настоящее время оценивается несколько рудопроявлений золота в северной части Тырныаузского рудного поля (Кабардино-Балкарская Республика). Золотоносная минерализация, в том числе с повышенными содержаниями золота, установлена в различных гидротермально-метасоматических образованиях: в кварце-

вых жилах участка Сухие Балки, кварцевых прожилках и их зальбандах на участке Молибденовый штокверк, в проявлениях кварцевых прожилков и сульфидной вкрапленности в терригенных породах севернее Молибденового штокверка и в районе Мало-Тырныаузского сурьмяного месторождения, в сульфидно-вкрапленных рудах Февральского скарна, в массивных и гнездовых сульфидных рудах Переваляного участка, локализованных в скарнах и зонах дробления, в альпийских дайках лейкократовых и аплитовидных гранитов в местах концентрации кварцевых прожилков и сульфидов, а также в метасоматитах березит-лиственитового ряда.

Наиболее перспективные из них располагаются к северо-западу от крупнейшего молибденово-вольфрамового месторождения Тырныауз и приурочены к скарнам Зыгыркольской тектонической зоны. Апробированные прогнозные ресурсы золота по категориям P_1+P_2 составляют 46,2 т. Данные спектральных анализов бороздовых и керновых проб из золотоносных интервалов свидетельствуют об отсутствии в них промышленно значимых концентраций серебра и цветных металлов.

Тырныаузское месторождение находится в восточной части Пшекиш-Тырныаузской близширотной шовной зоны Передового хребта Северного Кавказа на участке пересечения структурно-формационной зоны названного хребта крупной поперечной структурой кайнозойской тектономагматической активизации. Оно вместе с Гитче-Тырныаузским месторождением сурьмы, проявлениями Sn, Au, Cu, Pb, Zn, Hg и др. входит в состав Тырныаузского рудного поля, в тыловой части которого развиты проявления W, Mo, Sn, во фронтальной – Au, Pb, Sb, Hg.

Рудное поле центральным сбросом субширотной ориентировки разделяется на два блока. В южном блоке, поднятом относительно северного примерно на 1,5 км, локализовано собственно Тырныаузское месторождение.

Рудное поле сложено преимущественно вулканогенными и осадочными терригенно-карбонатными породами среднего палеозоя, песчаниками и сланцами ранней юры. Его северная граница определяется стратиграфическим несогласием с древними кристаллическими слан-

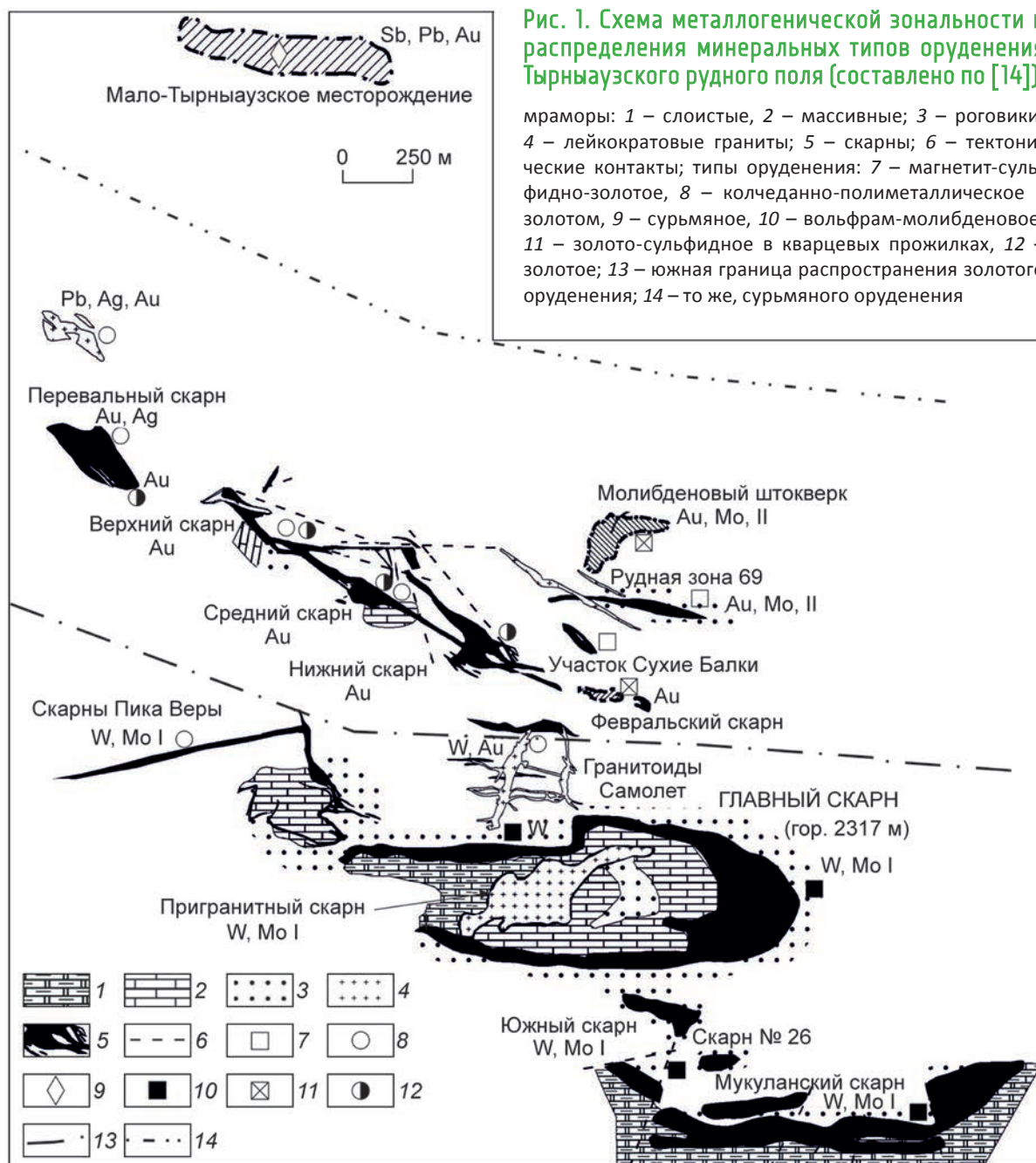
цами Бечасынской зоны, южная – тектоническим контактом, по которому древние метаморфические и гранитоидные породы Главного хребта (гранитогайсы) надвинуты на породы Передового хребта. Ниже приведена стратиграфическая последовательность формирования отложений рудного поля (снизу вверх) [2, 5, 12, 14, 20 и др.]: филлиты (артыкчатская свита), вулканогенная толща (кызылкольская, эльмезтюбинская), терригенно-карбонатная толща (гаралыкайская, чимуллярская, колсуйская), песчаники и сланцы ранней юры (мукуланская). В северном блоке филлиты отделяются от кристаллических сланцев толщей конгломератов, песчаников и сланцев среднего и позднего карбона, на юге – сменяются вулканогенными породами, на востоке представленными эффузивами с преобладанием лав среднего и основного составов, на западе – туфогенными породами и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами. Вулканогенные породы в центральной части претерпели интенсивный метаморфизм и превратились в амфибол-биотитовые и биотитовые роговики [12]. На роговики позднее наложилось контактово-метасоматические и гидротермальные образования (в хронологическом порядке): околоскарновые пироксен-плагиоклазовые роговики, скарны ильваит-эпидот-магнетит-гранат-пироксенового состава, послескарновые хлорит-кварц-кальцитовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты, жильно-прожилковые зоны окварцевания, карбонатизации и сульфидизации.

Интрузивные образования рудного поля подразделяются на два разновозрастных комплекса. К раннему комплексу относятся дайки ультрабазитов, диабазов и спессартитов раннегерцинского и каледонского возрастов, к позднему – неинтрузивные лейкократовые гранитоиды, эльджуртинские граниты и риолиты тырнаузского комплекса. К-Ar методом определен возраст лейкократовых гранитоидов 20 млн лет, эльджуртинских гранитов – 1,8–2,0 млн лет, риолитов – 1,5–1,8 млн лет.

Согласно данным специализированных исследований Тырнаузской рудно-магматической системы [18], имело место гидротермально-пневматолитовое рудообразование в условиях

литостатической разгрузки при длительном и неравномерном воздымании блоков горных пород. Как полагает В.И.Старостин с соавторами, рудоотложение происходило на уровнях насыщения, которые, перемещаясь в пространстве, создавали рудную зональность. Это подтверждают особенности пространственного распределения различных типов оруденения в пределах Тырнаузского рудного поля (рис. 1). В эпицентре оруденения, расположенного к юго-востоку от изучаемой площади, в центральной части Тырнаузского месторождения развиты Mo-W руды, сменяющиеся в север-северо-западном направлении золотыми, а далее свинцовыми и сурьмяными. Это свидетельствует о наличии единой рудно-магматической системы, функционирование которой в альпийскую эпоху привело к отложению различных типов руд в разных температурных зонах экзоконтактной области интрузии. В соответствии с существующими схемами гипогенной зональности в высокотемпературной области отложились шеелит, молибдошеелит, молибденит, среднетемпературной – самородное золото, затем – галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, теллуриды золота, низкотемпературной – джемсонит, антимонит, электрум, минералы серебра.

По результатам металлометрического опробования, геофизических и горно-проходческих работ ООО «Каббалгеология» в пределах северного фланга Тырнаузского рудного поля локализована Зыгыркольская зона протяженностью >2 км при ширине от 200 до 500 м. В пределах зоны выделены четыре участка, отвечающие по комплексу признаков рудным телам, – Нижний, Средний, Верхний, Перевальный. На поверхности они представлены четырьмя выходами скарнов с соответствующими названиями. Зыгыркольская зона сложена комплексом среднепалеозойских пород – серыми до темно-серых слоистыми мраморизованными известняками и перекрывающими их мелкообломочными, часто также слоистыми, зеленовато-серыми туфами и лавами плагиоклазовых порфиритов, кварцевых диоритов, реже авгитовых порфиритов с редкими невыдержанными прослоями серых филлитовидных сланцев мощностью от 2–3 до 10–20 м.



Весь комплекс осадочных и вулканогенных пород Зыгыркольской зоны смят в синклиналиную складку северо-западного простирания, в ядре которой обнажаются мраморизованные известняки, а на крыльях – вулканогенные породы с прослоями филлитовидных сланцев. В юго-западном крыле складки породы падают по азимуту 280–290° под углом 10–20°. Азимут

падения северо-восточного крыла 60–80°, углы падения 30–40°. Осевая поверхность складки представлена мощной тектонической зоной дробления, которая отчетливо фиксируется на поверхности и косвенно подтверждается на глубине зоной интенсивного поглощения бурового раствора. В северо-западном направлении ось складки воздымается под углом ~10°, в то вре-

мя как рельеф в этом же направлении имеет крутизну $\sim 20^\circ$. Следовательно, относительно рельефа ось складки испытывает погружение. Юго-восточное продолжение Зыгыркольской зоны, очевидно, переходит на правый борт долины р. Тырнауз-су и, вероятно, доходит до Центрального разлома Тырнаузского рудного поля. Подтверждением этого могут служить наличие на ее продолжении крупного карстового источника и значительный интервал тектонических брекчий в скв. 134 ГРЭ Тырнаузского комбината. Мощность описываемой зоны дробления достигает 100 м и более.

Интенсивно дробленные породы зоны разлома «залечены» пироксен-гранатовыми скарнами, о чем говорит присутствие тектонических брекчий, состоящих из обломков известняков, туфов и андезитов кызылкольской и эльмез-тюбинской свит, сцементированных метасоматитами. Последнее хорошо видно в расчистках П-Р-16 и П-Р-31, пройденных соответственно по Нижнему и Среднему телам золотоносных метасоматитов. В пределах разлома фиксируются дайки аплитовидных лейкократовых гранитов тырнаузского комплекса.

Среди скарнов Зыгыркольской зоны выделяются существенно пироксеновые, гранатовые, гранат-пироксеновые и пироксен-гранатовые. Они в разной степени подверглись более поздним гидротермально-метасоматическим изменениям, в результате чего образовались крупнокристаллические геденбергитовые скарны с ильваитом и кальцитом, бурые гранатовые (андрадитовые) с магнетитом и сульфидами, а также эпидотовые апоскарновые метасоматиты. В Нижнем скарне (см. рис. 1) преобладают пироксен-гранатовые, местами чисто гранатовые разности, в Среднем – гранат-пироксеновые и пироксеновые, а также крупнокристаллические геденбергитовые. Верхнее и Перевальное тела скарнов сложены преимущественно пироксеновыми в основном эпидотизированными разностями.

В ходе проведенных нами исследований изучены минеральный и химический составы, геологические условия локализации, поисковые предпосылки и признаки оруденения золото-скарнового типа на Северном фланге Тырнауз-

ского рудного поля [6, 8–10, 16, 17, 19]. В результате предложена прогнозно-поисковая модель золотого оруденения, необходимая для повышения эффективности и снижения рисков на всех стадиях дальнейших поисковых и геологоразведочных работ. Поскольку наиболее эффективны комплексные модели [7], обобщены результаты исследования геологических, минералогических, геохимических и геофизических признаков с учетом генезиса оруденения.

Наши представления о генезисе золотого оруденения в скарнах северного фланга Тырнаузского рудного поля основываются на очевидной связи скарнообразования с интрузивными процессами, однозначно установленной исследователями вольфрам-молибденового оруденения [2, 5, 12–15, 18]. При этом, как показано в работе [13], магматические породы, формирующиеся в последовательном ряду лейкократовые граниты – эльджуртинский гранит – риолиты, парагенетически связаны со скарнами, но основные скарновые тела Тырнаузского месторождения (Главный скарн, Слепая залежь и др.), а также скарны Зыгыркольской зоны располагаются вне непосредственного контакта с изверженными породами. Только два маломощных скарновых тела (Пригранитный и Эльджуртинский) локализованы в непосредственном контакте с гранитами. Поэтому предполагается, что образование основных скарновых тел Тырнаузского рудного поля обусловлено активизацией глубинного магматического очага, которая началась с внедрения пока не вскрытой на современном денудационном уровне гранодиоритовой интрузии [5, 13].

В качестве показателя длительного функционирования магматического очага могут рассматриваться лейкократовые граниты «Паука», северного фланга рудного поля и др. Они секут отдельные тела скарнов, в том числе рудоносных (скарны балки № 1, Северный скарн, скарны Зыгыркольской зоны и др.). В свою очередь, лейкократовые граниты пересекаются кварц-молибденитовыми и скарновыми прожилками, кроме того на них накладывается кварцево-прожилковая, сульфидная и золото-серебряная минерализация. Таким образом, они являются интраскарновыми и интратрудными образова-

| Минералы | Ассоциации рудных минералов | | | | |
|--------------------------|-----------------------------|---------------------------|------------------------|-------------|------------------------|
| | магнетитовая | арсенопирит-пиритовая | полиметаллическая | теллуридная | сульфо-антимонитовая |
| Магнетит | ■ | | | | |
| Гематит | ■ | | | | |
| Мушкетовит | ■ | | | | |
| Пирит | | ■ | | | ■ |
| Арсенопирит | | ■ | | | ■ |
| Пирротин | | ■ | ■ | | |
| Халькопирит | | | ■ | | |
| Сфалерит | | | ■ | | |
| Галенит | | | ■ | | |
| Теннантит | | | ■ | | |
| Борнит | | | ■ | | |
| Тетрадимит | | | | ■ | |
| Жозеит | | | | ■ | |
| Калаверит | | | | ■ | |
| Бурнонит | | | | | ■ |
| Буланжерит | | | | | ■ |
| Антимонит | | | | | ■ |
| Киноварь | | | | | ■ |
| Алабандин | | | | | ■ |
| Бертьерит | | | | | ■ |
| Висмут самородный | ■ | | | | |
| Золото самородное | ■ | | | ■ | |
| Температура декрипитации | магнетита 490–200°C | арсенопирита 425–175°C | сфалерита 275–125°C | | антимонита 125–75°C |

Рис. 2. Схема последовательности отложения минералов, выделенных в пределах золотоносных участков северного фланга Тырнаузского рудного поля

ниями и формировались в продуктивном разрезе рудного поля с некоторым запозданием по сравнению со скарнами [14].

В целом по данным исследователей [14], в геологической истории становления Тырнаузского рудного поля можно выделить пять основных этапов, связанных с развитием тырнаузского магматического комплекса.

Первый этап – метаморфический, когда под воздействием теплового глубинного потока, связанного с предполагаемой гранодиоритовой интрузией, вмещающие породы были перекристаллизованы с образованием биотитовых, амфиболовых, пироксен-плагиоклазовых роговиков по силикатным породам и мраморов по карбонатным. Возможно, в этот или в начале следующего этапа возникли скарноиды везувин-волластонит-пироксен-гранатового состава.

Второй этап – собственно скарновый, инфильтрационно-метасоматический, соответству-

ющий ранней щелочной стадии метасоматоза. В первую (дорудную) стадию скарнового этапа образовалась основная масса преимущественно гранат-пироксеновых мелкозернистых скарнов по пироксен-плагиоклазовым роговикам. В этот, а возможно, и в конце предыдущего этапа отлагался высокотемпературный магнетит. Во вторую стадию этапа проявился постскарновый высокотемпературный метасоматоз с образованием пироксен-плагиоклазовых метасоматитов с шеелитом и молибдощеелитом, формированием, возможно, основной массы редкометального оруденения. Данная стадия завершилась отложением в скарнах также магнетита, пирита и предположительно самородных золота и висмута.

Третий этап – магматический лейкогранитовый, в первую стадию которого внедрялось большое количество даек и неправильной формы трубообразных тел лейкократовых и апли-

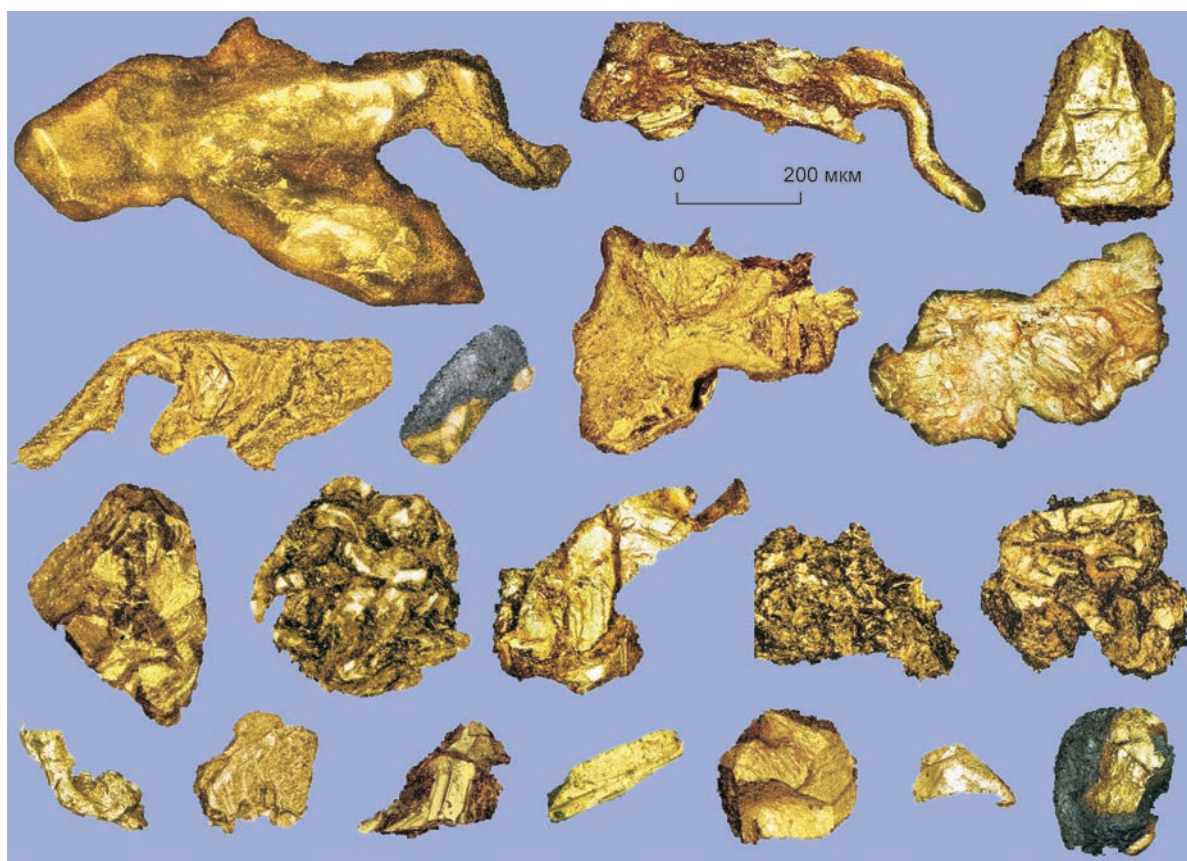


Рис. 3. Частицы самородного золота из золото-скарновой руды Нижнего участка Зыгыркольской зоны

товидных гранитов. Во вторую стадию этапа образовались маломощные (по сравнению с «межформационными» пластовыми телами скарнов второго этапа) биметасоматические пригранитные ассиметричные (зональные) скарны с наложенным на них редкометальным оруденением. Позднее на лейкократовые граниты, а также на метаморфизованные ультрабазиты и биотитовые роговики наложился кварц-плагиоклазовый метасоматоз с прожилково-вкрапленным молибденовым оруденением. Следующая, грейзеновая, стадия сопровождается отложением кварца, альбита, мусковита и флюорита. Ее сменяет колчеданная стадия (пирит, арсенопирит). Завершился этап замещением ультрабазитов тальком с хлоритизацией и появлением флогопита в ранних минеральных образованиях.

Четвертый этап – магматический эльджуртинский – включает пять последовательных ста-

дий: внедрения; образования биметасоматических приконтактных с мраморами маломощных гранат-пироксеновых скарнов с отложением в них шеелита и молибденита в непромышленных объемах, а также магнетита; медно-полиметаллическую с золотом и серебром (халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, самородное золото, висмутин, тетраэдрит, жозеит и другие теллуриды золота и висмута, борнит, пирротин); сульфоантимонитовую с золотом и серебром (антимонит, джемсонит, серебро, теллуриды золота); кварц-карбонатную (кварц, карбонат, серебро).

Процесс магматической деятельности завершает пятый, эффузивно-субвулканический, этап, включающий стадию становления штоков и даек риолитов и локально проявленную стадию низкотемпературных и гидротермальных образований с кварцем, флюоритом, пирротином, тунгстенимом и золотом.

1. Прогнозно-поисковая модель оруденения золото-скарнового типа Тырнаузского рудного поля

| <i>Характеристика объекта и его пространственное положение</i> | |
|---|--|
| Модельный объект | Зыгыркольская рудная зона, северный фланг Тырнаузского рудного поля |
| Геотектоническая позиция | Область сопряжения северного фланга зоны Передового хребта общекавказского простираения с поперечным Транскавказским поднятием |
| Металлогеническая позиция | Сопряжение широтной герцинской металлогенической зоны Передового хребта с меридиональной альпийской Центрально-Кавказской металлогенической зоной |
| Минимальное среднее содержание Au в рудных телах при бортовом 0,5 г/т | 2,13 г/т |
| Минеральный состав руд (по возрастанию) | Золото, самородный висмут, теллуриды висмута и золота, марказит, пирит, арсенопирит, кварц, кальцит, пироксены, гранаты андрадит-гроссулярового ряда |
| Минерально-морфологический тип руд | Убогосульфидный (сульфидов <1%), вкрапленный и прожилково-вкрапленный со свободным (амальгамируемым) золотом |
| Формационный тип руд | Убогосульфидный |
| Геохимический тип руд | Золотой (Au/Ag>1) |
| Геохимический подтип руд | Золото-висмута-теллуридовый |
| Формационный тип месторождения | Малых глубин (близповерхностный) |
| Геолого-промышленный тип месторождения | Золото-скарновый |
| <i>Поисковые предпосылки</i> | |
| Формационные | Альпийский гранитовый Тырнаузский магматический комплекс |
| Магматические | Ареалы альпийских даек и мелких штоков аплитовидных и лейкократовых гранитов |
| Метаморфические | Масштабные проявления контактово-термального и контактово-метасоматического метаморфизма |
| Структурные | Крутые зоны дробления и трещиноватости северо-западного простираения и оперяющие их нарушения; контакты карбонатных и силикатных пород |
| <i>Поисковые признаки</i> | |
| Гидротермально-метасоматические | Апороговиковые скарны пироксен-гранатовые, гранатовые, пироксеновые |
| Минералогические | Наличие самородного золота, самородного висмута и теллуридов золота и висмута |
| Геохимические | Контрастные аномалии Au, Ag, Bi, Cu, Zn, As, Pb, Sb во вторичных ореолах, отвечающие зонам метасоматитов и гидротермально переработанных пород |
| Геофизические | Локальные магнитные аномалии, отвечающие телам скарнов |

Проведенные минералогические и геохимические исследования позволяют предположить, что отложение золота происходило в заключительные стадии каждого из перечисленных этапов. Наиболее продуктивными из них, как и в отношении вольфрама и молибдена, являются

первый этап с отложением самородных золота и висмута и второй – теллуридов висмута, золота и серебра (рис. 2).

Таким образом, золоторудная минерализация северного фланга Тырнаузского рудного поля сформировалась в альпийскую минераге-

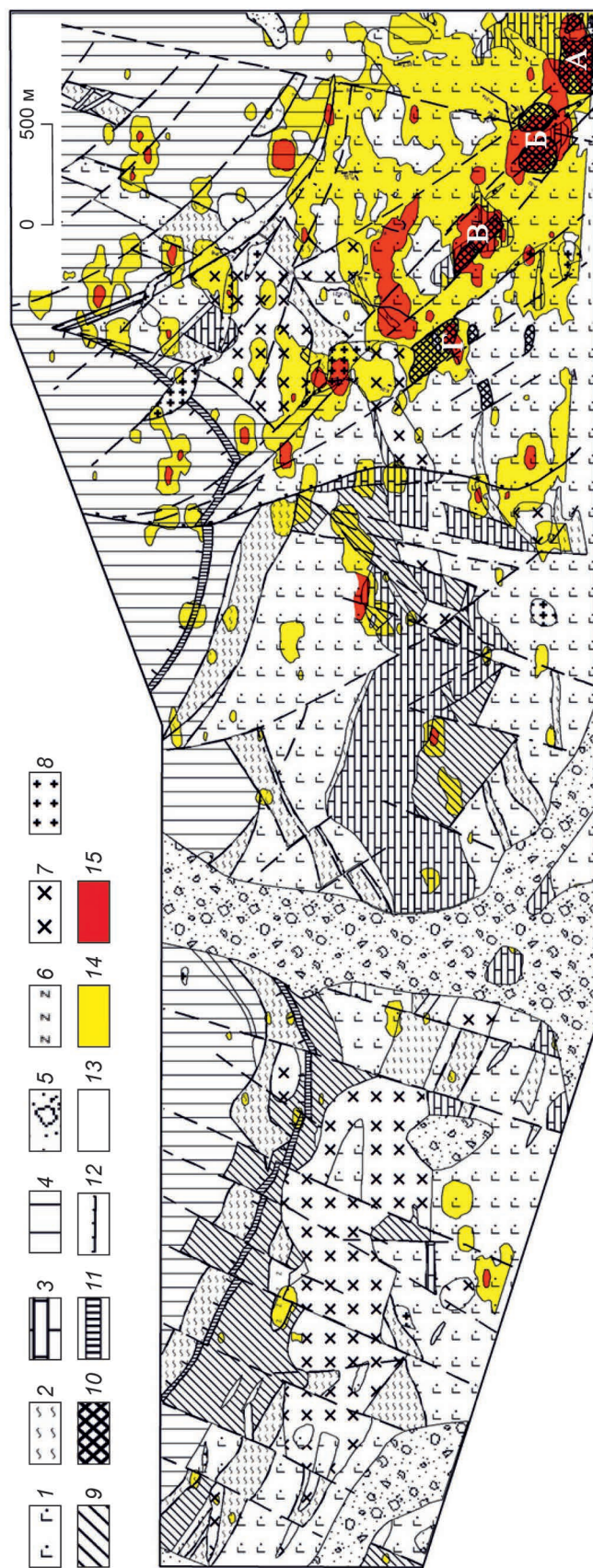


Рис. 4. Геологическая карта северного фланга Тырнаузского рудного поля с данными по содержанию золота во вторичных ореолах рассеяния:

стратифицированные геологические комплексы: 1 – осадочно-вулканогенный, D_2 , 2 – морской терригенный, D_3 , 3 – карбонатный, $D_3 - C_1$, 4 – континентальный обломочный, $C_2 - C_3$, 5 – горно-ледниковых отложений, Q_{3-4} ; интрузивные комплексы: 6 – уллу-таллыкольский гипербазитовый, PZ_3 , 7 – чучкурский диорит-гранодиорит-порфировый гипабиссальный, $P-T$, 8 – тырнаузский лейкократово-гранитовый, N ; 9 – кварц-карбонатные метасоматиты; 10 – скарны (А – Нижний, Б – Средний, В – Верхний, Г – Перевальный); 11 – лиственитизированные милониты; 12 – разрывные нарушения; содержание Au во вторичных ореолах рассеяния, г/т: 13 – $<0,01$, 14 – $0,01-0,1$, 15 – $\geq 0,1$



2 .Осредненные результаты замеров магнитной восприимчивости горных пород и руд
в естественном залегании

| Породы | Неровности замеряемой поверхности, мм | Число замеров | Магнитная восприимчивость в ед. СИ | | |
|---------------------------|---|------------------|------------------------------------|---------------------|---------------------|
| | | | min | max | Среднее |
| Андезит | 1–2 | 43 | $4,0 \cdot 10^{-4}$ | $6,4 \cdot 10^{-4}$ | $5,7 \cdot 10^{-4}$ |
| Филлитовидный аргиллит | 1–2 | 21 | $2,2 \cdot 10^{-4}$ | $5,1 \cdot 10^{-4}$ | $2,9 \cdot 10^{-4}$ |
| Гравелит | 2–3 | 17 | $1,8 \cdot 10^{-4}$ | $4,6 \cdot 10^{-4}$ | $2,7 \cdot 10^{-4}$ |
| Мрамор | 0–1 | 20 | $5,0 \cdot 10^{-5}$ | $8,0 \cdot 10^{-5}$ | $7,5 \cdot 10^{-5}$ |
| Серпентинит | 2–3 | 24 | $1,1 \cdot 10^{-2}$ | $4,1 \cdot 10^{-2}$ | $3,4 \cdot 10^{-2}$ |
| Кварцевый диорит | 1–2 | 21 | $1,0 \cdot 10^{-4}$ | $2,3 \cdot 10^{-4}$ | $1,6 \cdot 10^{-4}$ |
| Лейкократовый гранит | 1–2 | 12 | $1,7 \cdot 10^{-4}$ | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | $2,4 \cdot 10^{-4}$ |
| Аплит | 0–2 | 22 | $<1,0 \cdot 10^{-5}$ | $5,0 \cdot 10^{-5}$ | $1,8 \cdot 10^{-5}$ |
| Гранатовый скарн | 1–2 | 20 | $1,0 \cdot 10^{-3}$ | $8,3 \cdot 10^{-3}$ | $1,6 \cdot 10^{-3}$ |
| Пироксен-гранатовый скарн | 2–3 | 30 | $1,0 \cdot 10^{-3}$ | $3,6 \cdot 10^{-3}$ | $1,4 \cdot 10^{-3}$ |
| Геденбергитовый скарн | 2–3 | 16 | $3,0 \cdot 10^{-2}$ | $4,6 \cdot 10^{-2}$ | $4,0 \cdot 10^{-2}$ |
| Скарнированный туф | 1–2 | 21 | $8,3 \cdot 10^{-3}$ | $2,1 \cdot 10^{-2}$ | $1,8 \cdot 10^{-2}$ |

ническую эпоху в результате тектономагматической активизации в связи с эволюцией тырнаузского магматического комплекса. Это привело к появлению обширного ореола ороговикования, неоднократному образованию скарнов, постскарновых гидротермалитов и рудной минерализации на фоне развития зон крупных сколовых разрывных нарушений комбинированного типа (надвигов, взбросов и сдвигов) северо-западной ориентировки в условиях тангенциального сжатия по субширотной оси. Наиболее масштабная Зыгыркольская зона выполняла роль рудоподводящей структуры. По открывающимся трещинным зонам происходила опережающая миграция пневматолитовых фаз и гидротермальных растворов, в том числе золотоносных, из глубинного магматического очага.

Самородное золото отлагалось неоднократно, что зафиксировано по минераграфическим данным его приуроченностью к различным минеральным ассоциациям. Так, в пределах Тырнаузского рудного поля выделены семь золотоносных ассоциаций [14]: пироксен-гранатовая в скарнах; кварц-молибденитовая; кварц-арсенопиритовая; кварцевая; кальцит-полевошпатовая; кальцит-тетрадимитовая; кальцит-пироксеновая в гидротермально изменен-

ных зонах. По минералогическим и химико-аналитическим данным, а также результатам изучения технологической пробы установлено, что основное богатство скарновых руд Зыгыркольской зоны определяется частицами самородного золота мелких классов. Содержание микроскопического Au ($<0,1$ мм) составляет ~60%, видимого (0,1–1,0 мм) ~40%. В сульфидах и теллуридах заключено не более 5% золота.

Наиболее распространено самородное золото, выделившееся раньше пирита, арсенопирита и других сульфидов. Оно связано с пироксен-гранатовой ассоциацией скарнов и представлено отдельными идиоморфными вростками в породообразующих минералах скарнов и ксеноморфными относительно изометричными зернами в интерстициях (рис. 3). Отмечаются также кристаллические индивиды в форме ромбо-додекаэдров.

По результатам проведенных исследований разработана прогнозно-поисковая модель оруденения золото-скарнового типа, которую можно распространить на все Тырнаузское рудное поле (табл. 1). Принципиально новым в этой модели является представление о вещественном составе объекта прогноза и поисков. Впервые конкретизированы формационный – близпо-

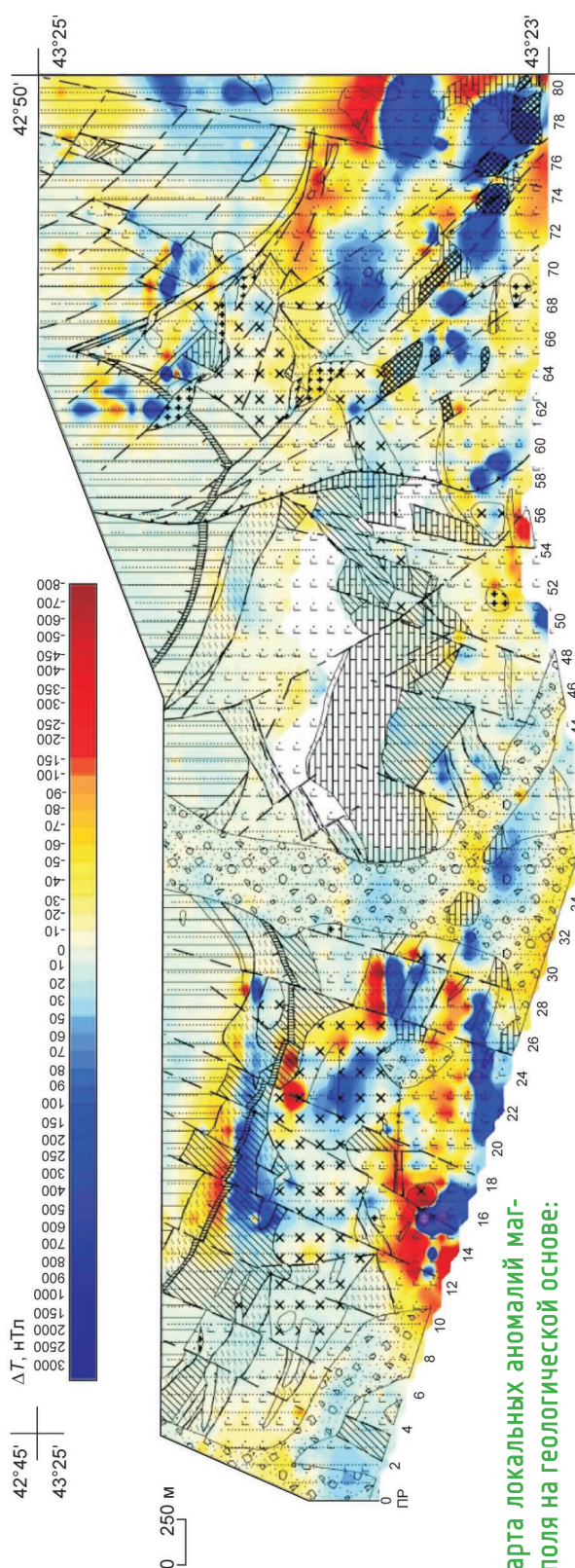


Рис. 5. Карта локальных аномалий магнитного поля на геологической основе:

усл. обозн. см. рис. 4

верхностный и геолого-промышленный – золото-скарновый типы предполагаемого месторождения.

Новым является и определение формационного – убогосульфидный и геохимического – золотой типов руд. В предыдущей модели объектов поисков предполагались участки сульфидной и кварцево-прожилковой минерализации, с которыми связывалось золотое оруденение.

Предложенная модель расширяет перспективы обнаружения золотого оруденения Тырныаузского рудного поля за счет включения в объекты поисков многочисленных участков скарнов без признаков сульфидной и прожилково-кварцевой минерализации. В качестве главной поисковой предпосылки обоснована связь золотого оруденения с тырныаузским магматическим комплексом альпийского возраста. Ранее допускалась возможность связи золотого оруденения с позднегерцинскими кварцевыми диоритами чучкурского комплекса [1, 20].

Получены геохимические доказательства связи золотого оруденения Тырныаузского рудного поля с альпийским магматизмом [10]. Изучена восточная часть Передового хребта от р. Ташорун до р. Тырныауз-су, где более всего развиты позднегерцинские кварцевые диориты чучкурского комплекса (рис. 4). Как показал анализ распределения содержаний Au во вторичных ореолах рассеяния, аномальные их значения установлены только в восточной половине исследуемого района (восточнее р. Суарык), в той ее части, которая относится к северному флангу Тырныаузского рудного поля. В западной половине площади геохимические аномалии золота практически отсутствуют, несмотря на более широкое развитие здесь чучкурских интрузий.

Таким образом, результаты площадной геохимической съемки подтверждают, что золотоносные минерализации северного фланга Тырныаузского рудного поля сформировались в альпийскую минерагеническую эпоху и связаны с тырныаузским интрузивным комплексом. Другие поисковые предпосылки (магматические, метаморфические, структурные) также связаны с развитием и становлением тырныаузского интрузивного комплекса.

Среди предлагаемых в модели четырех видов поисковых признаков минералогические и геохимические можно отнести к признакам, прямо указывающим на наличие золотых руд. Геохимические признаки впервые обоснованы для северного фланга Тырныаузского рудного поля. Гидротермально-метасоматические и геофизические можно отнести к косвенным поисковым признакам, поскольку они не всегда свидетельствуют о золотоносности.

В поисковом отношении важны выявление и детальное картирование геохимических аномалий золота во вторичных ореолах рассеяния, которые позволяют создать некоторую осредненную картину распределения золотоносных минерализаций в пределах поисковой площади и выделить участки, где, возможно, сконцентрирована золотоносная минерализация. Однако геохимические аномалии золота не всегда связаны с наличием рудных тел, а являются следствием миграции подвижных форм элементов и их надкларковой концентрации на геохимических барьерах. Кроме того, повышенные концентрации элементов могут представлять собой остаточные аномалии от уже денудированных рудных тел. Выяснить природу геохимической аномалии можно с помощью дорогостоящих горных выработки и относительно дешевых методов прикладной геофизики. На возможности использования геофизических данных в прогнозных целях указывается в работах [3, 4]. Отсюда следует важная в поисковом отношении задача – подобрать геофизические методы (или их комплекс) для выявления геофизических аномалий, создаваемых непосредственно потенциально золотоносными скарновыми телами или другими неоднородностями, причиной которых были процессы формирования золото-скарновых руд. Замеры (табл. 2) магнитной восприимчивости в коренном залегании показали, что все скарны, в том числе золотоносные, обладают относительно высокими ее значениями, что позволяет надежно выделять их по результатам магнитной съемки [8].

Высокой магнитной восприимчивостью, измеримой с таковой для рудоносных скарнов, обладают также скарнированные туфы и серпентиниты. Последние легко отбраковываются

по геохимическим данным [11]. В целом локальными аномалиями магнитного поля отмечаются практически все выходящие и не выходящие на поверхность скарны, в том числе золотоносные (рис. 5).

Таким образом, высокая магнитная восприимчивость рудоносных скарнов – важный поисковый признак, позволяющий в условиях плохой обнаженности, свойственной Тырныаузскому рудному полю, оценить перспективы выявления новых потенциально рудных объектов.

В соответствии с геолого-поисковой моделью наиболее рациональный поисковый комплекс включает: геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, высокоточную магниторазведку, картирование зон скарнирования и поисковое бурение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурбанов А.Г., Рехарский В.И., Андрианов В.И. О временной связи вольфрамового оруденения с гранитами позднепалеозойской диорит-гранитной формации (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1992. № 6. С. 124–132.
2. Каленов А.Д. Очерк минералогии Тырныауза / Уч. зап. Кабардинского НИИ. Нальчик. 1948. Т. 3. С. 44–58.
3. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). – Ростов-на-Дону: ООО Ростиздат, 1999.
4. Лихачев А.П., Ручкин Г.В. Использование геофизических данных для прогнозно-металлогенического районирования на примере Северного Урала // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 56–67.
5. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). – М.: Наука, 1976.
6. Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Геологические условия локализации золотого оруденения северного фланга Тырныаузского рудного поля // Вестн. Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10. № 2. С. 44–51.
7. Мигачев И.Ф., Волчков А.Г., Ручкин Г.В. Прогноз, поиск и оценка месторождений твердых полезных ископаемых на основе комплексных моделей // Горный журнал. 2010. № 2. С. 10–13.
8. Опыт применения крупномасштабной магнитной съемки при поисках золотого оруденения в Восточной части Передового хребта (Кабардино-

- Балкарская Республика) / А.С.Емкужев, С.Г.Парада, В.В.Столяров и др. // Геология и геофизика Юга России. 2013. № 3. С. 3–19.
9. Парада С.Г., Столяров В.В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотоносных минерализаций на северном фланге Тырныузского рудного поля // Вестн. Южного научного центра РАН. 2012. Т. 8. № 2. С. 33–41.
10. Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырныузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская Республика) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 437–440.
11. Проявление потенциально платиноносных гипербазитов в геохимических аномалиях Ni, Cr и Co на примере Восточной части минерагенической зоны Передового хребта (Кабардино-Балкарская Республика) / С.Г.Парада, М.Ю.Маркин, В.В.Столяров и др. // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 2. С. 42–54.
12. Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныуз // Тр. ИГЕМ. М., 1962. Вып. 56.
13. Родзянко Н.Г. Распределение химических элементов в Тырныузском скарново-рудном поле. – Ростов-на-Дону: Ростовский ун-т, 1969.
14. Родзянко Н.Г., Нефедов Н.К., Свириденко А.Ф. Редкометалльные скарны Тырныуза. – М.: Недра, 1973.
15. Соловьев С.П. Рудоносный район Тырныуз. – М.: Изд-во АН СССР, 1940.
16. Столяров В.В. Стадийность минералообразования в золотосульфидных рудах северного фланга Тырныузского рудного поля (Кабардино-Балкарская Республика) // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2013. № 2. С. 30–33.
17. Столяров В.В., Парада С.Г. Возможности исследования морфологии и морфометрии частиц самородного золота мелких классов методом лазерной конфокальной сканирующей микроскопии // Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России», 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск, 2015. С. 468–471.
18. Структурно-петрофизический анализ Эльджуртинского гранитного массива, Тырныузское рудное поле (Северный Кавказ) / В.И.Старостин, Р.Н.Соболев, О.В.Кононов и др. // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1994. № 1. С. 58–70.
19. Тарасов В.А., Емкужев М.С., Парада С.Г., Столяров В.В. Геофизические методы при поисках золоторудной минерализации на флангах Тырныузского рудного узла // Вестн. Воронежского гос. ун-та. Сер. Геология. 2015. № 1. С. 109–117.
20. Ящинин С.Б. Геология, металлогения, рудноминеральные ресурсы Северного Кавказа в начале XXI века. – Эссентуки: Кавказгеология, 2008.

Столяров Владимир Владимирович
v.stolyarov@bk.ru

PREDICTIVE EXPLORATION MODEL OF AURIFEROUS SKARNS, TYRNYAUZ ORE FIELD, KABARDINO-BALKARIA

V.V.Stolyarov

New data obtained on composition and formative environment of gold ore that occurs in the north of the Tyrnyauz ore field gave birth to a predictive exploration model of the auriferous skarn mineralization, which is unusual for the region. The free gold present in the local ore is readily extractable using amalgamation. As demonstrated, a set of specified geological, mineralogical, geochemical, and geophysical signatures is related to Alpine Tyrnyauz Complex.

Key words: predictive exploration model, gold, skarn, geochemical, anomaly, magnetic fields, Northern Caucasus, Tyrnyauz.

Аu-S-КВАРЦЕВОЕ Мо-СОДЕРЖАЩЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЕ В ХАУТАВААРСКОМ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОМ МАССИВЕ, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ

Л.В.Кулешевич,
А.В.Дмитриева

ФГБУН Институт геологии Карельского НЦ РАН,
г. Петрозаводск

Хаутаваарский массив, расположенный в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, дифференцирован от монцогаббро до граносиенитов и монцогранитов. Кислые дифференциаты сопровождаются среднетемпературными изменениями, кварцевыми штокверками с золото-пирит-кварцевой и молибденитовой минерализацией. Золото рудопроявления Центральное Хаутаваарское ассоциирует с пиритом, галенитом, содержит ~10% Ag, вкрапленность молибденита встречается в измененных граносиенитах и зальбандах жил.

Ключевые слова: Мо-Au-S-кварцевое оруденение, Хаутаваарский массив, изменения пород, Карелия.

Хаутаваарская структура находится в южной части Ведлозерско-Сегозерского архейского зеленокаменного пояса в Карелии. На ее формирование большое влияние оказало внедрение Хаутаваарского массива (рис. 1), дифференцированного от монцогаббро-монцодиоритов до умеренно щелочных гранитов, объединенных в хаутаваарский комплекс. Данный комплекс пород повышенной щелочности и магнезиальности отнесен к серии, выделяемой как сануки-тоидная с возрастом 2743 ± 8 млн лет [16, 17]. С кислой фазой комплекса связано образование кварцевых жил и штокверков с молибденитовой Au-S-рудной минерализацией [7].

Задачи настоящей работы – выяснение геохимической и металлогенической специализации пород хаутаваарского комплекса, изучение околожильных изменений и характера распределения рудогенных элементов, сопровождающих кварцевый штокверк, минерального состава руд и последовательности рудообразования. Исследования пород, руд и околорудных из-

менений выполнялись в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Проведены химический и микрокомпонентный (ICP-MS) анализы пород, изучены рудные и акцессорные ассоциации на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350. Содержание благородных металлов в литохимических пробах приводится по данным предшествующих исследований.

Геологическое строение, магматизм и оруденение Хаутаваарской зеленокаменной структуры подробно рассмотрены в публикациях В.И.Робонена, С.И.Рыбакова, А.И.Световой [13, 14] и производственных отчетах Карельской геологической экспедиции (С.А.Морозов, В.В.Сиваев, А.Ф.Горошко) за 1971–1995 гг. Геодинамика архейского развития структуры продемонстрирована в более поздних работах В.Н.Кожевникова и С.А.Светова [5, 12]. Поисковые работы на золото с 2008 г. по настоящее время в пределах Хаутавааро-Ведлозерской площади осуществляются компанией ООО «Онего-Золото».

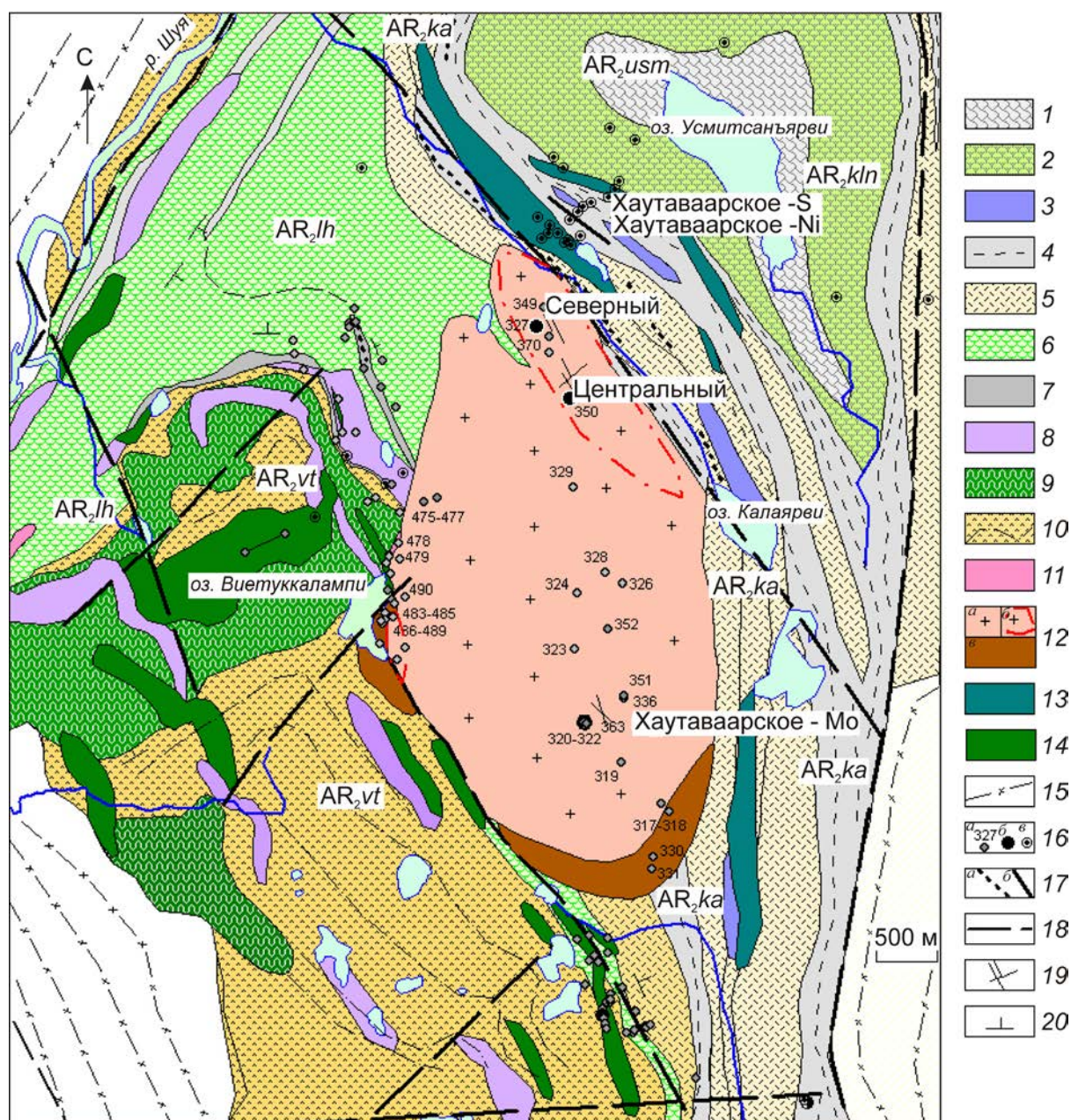


Рис. 1. Схема геологического строения Хаутаваарской структуры (по материалам геологов Карельской геологической экспедиции В.В.Сиваева, А.Ф.Горошко и ИГ КарНЦ РАН С.И.Рыбакова, А.И.Световой):

лопийский надгоризонт (AR_2lp), свиты: 1 – усмитсанъярвинская (AR_2usm), 2 – кульюнская (AR_2kln), 3–5 – калаярвинская (AR_2ka), 6–8 – лоухиваарская (AR_2lh), 9, 10 – виетуккалампинская; 1 – туфогенно-осадочные породы; 2 – базальты; 3 – коматииты, отчасти интрузивные ультрабазиты; 4 – углеродсодержащие черные сланцы с сульфидной минерализацией; 5 – туфогенно-осадочная толща, риодациты, дациты; 6 – базальты, андезибазальты; 7 – углеродсодержащие сланцы, хемогенные кварциты с конкрециями сульфидов, магнетитовые кварциты; 8 – коматииты, интрузивные ультрабазиты; 9 – базальты; 10 – андезиты, дациты, риолиты; интрузивные комплексы: 11 – Виртаоя (дайки и малые тела К-гранитов), 12 – хаутаваарский (а – монцограниты, б – граносиениты, в – монцогаббро-монцодиориты), 13 – Кайнооя (габбро), 14 – виетуккалампинский (феррогаббро), 15 – шуйский (граниты, гранитогнейсы); 16 – обнажения и их номера (а), рудопроявления (б), скважины (в); 17 – руды (а – колчеданные, б – сульфидные медно-никелевые); 18 – разломы; 19 – жилы и штокверки; 20 – элементы залегания

В геологическом строении структуры (см. рис. 1) снизу вверх по местной стратиграфической шкале выделяют несколько свит, причисляемых к хаутаваарской серии (мезоархей) [13, 14]: виетуккалампинскую, лоухиваарскую, калаярвинскую, кульюнскую и усмитсанъярвинскую. Нижняя часть разреза (виетуккалампинская свита) представлена базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, риолитами и вулканогенно-осадочными толщами островодужной ассоциации (их возраст 2995–2944 млн лет). Коматиит-базальтовая океаническая ассоциация лоухиваарской свиты сформировалась около 2980–2921 млн лет назад. Калаярвинская свита состоит из сланцев по туфогенно-осадочным толщам среднего и кислого составов, дацитов, силицитов, углеродсодержащих сланцев и колчеданных руд. Возраст пород свиты древнее прорывающих их кислых порфировых даек (~2,85–2,86 млрд лет) и гранитов Хаутаваарского массива. Кульюнская свита включает метаморфизованные базальты и их туфы. Сланцы по туфам среднего состава и туффитам усмитсанъярвинской свиты распространены ограниченно в северо-восточной части структуры. Формирование зеленокаменного пояса завершилось складчатостью и метаморфизмом зеленосланцевой – амфиболитовой фаций умеренных давлений [11].

Интрузивный магматизм структуры представлен базит-гипербазитовым и гранитоидным комплексами пород. Ультрабазит-базитовые интрузии развиты в западной и восточной ее частях. Меланократовые габбро Виетуккалампинского массива, расположенного западнее одноименного озера, и пластовые интрузии в пределах площади выделяются как феррогаббро по повышенной магнитности и высокому содержанию суммарного железа и TiO_2 [15]. Феррогаббро и ультрабазиты секутся кислыми дайками и гранитами. В восточном борту Хаутаваарской структуры находятся более поздние тела габброидов. Гранитоидный магматизм проявлен шуйским комплексом тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации, гранодиоритами, гранитами и гранитогнейсами в обрамлении структуры. К внутрискрутурным гранитам относятся умеренно щелочные граниты, входящие в хаутаваарский дифференцированный

комплекс (2,74 млрд лет), а также калиевые граниты и их пегматиты комплекса Виртаоя (~2,7–2,68 млрд лет).

Архейские деформации, выделяемые на Хаутаваарско-Ведлозерской площади, имеют субмеридиональное, субширотное, северо-восточное и северо-западное простирания. Рассланцованные вмещающие породы обрамляют Хаутаваарский массив. В северо-восточной части структуры шир-зоны с азимутом простирания 320° сопровождаются метаморфогенно-метасоматическими изменениями коматиитов, вмещающих толщ и колчеданных руд. В восточной части площади преобладают субмеридиональные деформации. Субширотные и северо-восточные (70°) деформации и разломы представляют собой жесткие смещения, они блокируют в целом всю структуру. Северо-восточные зоны рассланцевания выделяются в северо-западной части Хаутаваарской структуры. В Хаутаваарском массиве наблюдаются кварцевые жилы с аз. пр. от 90° до 70° ВСВ и зоны трещиноватости с аз. пр. 310° СЗ, к которым приурочена рудная минерализация.

Металлогению Хаутаваарской структуры определяют разнообразные типы руд – колчеданные, полиметаллические, Cu-Ni-сульфидные, Au-S-кварцевые, молибденовые [2, 6, 7, 14]. Колчеданные руды Южной Карелии изучались С.И.Рыбаковым, Г.В.Ручкиным и В.Д.Конкиным [9–11, 14]. Их переопробование на благородные металлы позволило установить, что руды с полиметаллами содержат повышенные концентрации золота, а руды Хаутаваарского Cu-Ni-проявления – платиноидов.

Хаутаваарский дифференцированный массив вытянут в меридиональном направлении. Он имеет овальную форму размером 6х3 км (см. рис. 1) и играет заметную роль в составе всей Хаутаваарской архейской вулканической постройки. В более ранних производственных геологических работах (В.В.Сиваев, А.Ф.Горошко, 1982 г.) строение массива описано как четырехфазное: 1-я фаза представлена роговообманковыми диоритами-монцодиоритами, 2-я – плагиогранитами-гранодиоритами, 3-я – гранитами-граносиенитами, 4-я – дайками аплитов. Среди кислых дифференциатов комплекса граносие-

1. Химический состав пород Хаутаваарского массива и содержание в них некоторых микрокомпонентов

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ , мас. % | 53,32 | 57,83 | 63,77 | 68,24 | 69,94 | 66,26 |
| TiO ₂ | 0,88 | 0,66 | 0,56 | 0,43 | 0,35 | 0,17 |
| Al ₂ O ₃ | 15,68 | 15,04 | 16,40 | 14,56 | 14,10 | 16,38 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,08 | 2,48 | 1,75 | 1,24 | 0,95 | 1,03 |
| FeO | 4,71 | 3,45 | 2,08 | 1,73 | 1,49 | 0,57 |
| MnO | 0,14 | 0,10 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,085 |
| MgO | 5,92 | 4,46 | 2,26 | 1,75 | 1,22 | 0,90 |
| CaO | 6,87 | 4,65 | 2,01 | 1,58 | 1,56 | 0,15 |
| Na ₂ O | 3,36 | 3,61 | 3,95 | 3,85 | 3,91 | 2,94 |
| K ₂ O | 3,19 | 4,48 | 5,84 | 5,25 | 5,31 | 10,64 |
| ППП | 1,63 | 2,37 | 0,98 | 0,81 | 0,71 | 0,05 |
| P ₂ O ₅ | 0,58 | 0,43 | 0,19 | 0,3 | 0,16 | 0,40 |
| Сумма | 99,51 | 99,76 | 99,99 | 99,91 | 99,85 | 99,94 |
| mg# | 0,59 | 0,59 | 0,53 | 0,53 | 0,48 | 0,52 |
| Σalk | 6,55 | 8,09 | 9,78 | 9,10 | 9,22 | 13,58 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,95 | 1,24 | 1,48 | 1,36 | 1,36 | 3,62 |
| Ba, г/т | 1862 | 1851 | 1088 | 913 | 944 | 2145 |
| Sr | 1121 | 639 | 390 | 290 | 394 | 90 |
| Rb | 138 | 164 | 214 | 238 | 217 | 312 |
| Zr | 94 | 168 | 430 | 349 | 236 | 155 |
| Cr | 170 | 202 | 60 | 48 | 37 | 16 |
| Co | 28 | 23 | 10 | 8 | 6 | 5 |
| Ni | 56 | 60 | 25 | 21 | 20 | 6 |
| Cu | 37 | 90 | 16 | 17 | 14 | 27 |
| Zn | 131 | 102 | 41 | 38 | 26 | 35 |
| As | 21 | 32 | <по | до 9 | до 8 | 29 |
| Mo | 2,2 | 2,2 | 1,4 | до 4,5 | 3,6 | 3 |
| Ag | 0,3 | 0,7 | 0,8 | до 1,6 | до 0,9 | 0,6 |
| Pb | 19 | 42 | 13 | 21 | 27 | 41 |
| REE | 249 | 218 | 287 | 213 | 199 | 71 |
| Cu/Mo | 17 | 41 | 11 | 4 | 4 | 9 |
| n | 3 | 2 | 2 | 8 | 8 | 1 |

П р и м е ч а н и е. 1-я фаза: 1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит; 2-я фаза: 3 – кварцевый монцодиорит, 4 – граносиениты, 5 – монцогранит, 6 – аплитовидная жила. REE – сумма редкоземельных элементов, $mg\# = (MgO/M_{MgO}) / [(MgO/M_{MgO} + FeO/M_{FeO} + Fe_2O_3/M_{Fe_2O_3})]$, n – число анализов, <по – ниже предела обнаружения в ICP-MS-анализах (здесь и далее).

ниты впервые выделены в производственных отчетах В.В.Сиваевым и В.В.Иваниковым [4]. Детальное изучение Хаутаваарского массива, проведенное авторами [3], дает основание говорить лишь о его двухфазном строении и дифференцированности от монцогаббро до умеренно щелочных гранитов (табл. 1). Породы 1-й фазы – монцогаббро-монцодиориты – развиты во внешней части массива, центральная часть

сложена преимущественно монцогранитами и граносиенитами 2-й фазы. Аплитовидные жилы западного эндоконтакта отличаются высокой калиевой щелочностью, более низким суммарным содержанием REE и могут быть связаны с заключительной фазой комплекса или более поздним магматизмом.

Монцогаббро 1-й фазы представляют собой среднезернистые черные породы с крупными

вкрапленниками калиевого полевого шпата. Они содержат, %: плагиоклаз 50–55, частично замещенный эпидотом, К-полевым шпатом 4–5, роговую обманку 25–30, биотит 10–15, кварц до 3, акцессорный апатит 0,5, титанит 2, ильменит, циркон, монацит. Зеленовато-коричневые порфиroidные монцодиориты содержат 30–35% меланократовых компонентов и являются биотитовыми или амфибол-биотитовыми разностями, состоящими из плагиоклаза (50–60%), частично замещенного эпидотом, К-полевого шпата (15–20%), роговой обманки (10–15%), биотита (15–20%), кварца (~3%), титанита (1–2%), акцессорного апатита (0,5%), циркона и монацита. В биотите присутствуют тонкие включения ильменита. Вторичные минералы – эпидот, кварц, актинолит, хлорит, кальцит, единичные сульфиды.

Вторая фаза – равномернозернистые или порфиroidные, розовые и серые, средне- и крупнозернистые разновидности пород массивной текстуры, которые дифференцированы от лейкократовых кварцевых монцодиоритов до граносиенитов и монцогранитов (см. табл. 1, систематика по [8]). Кварцевые монцодиориты в небольшом объеме встречаются в приконтактной части и прогибах кровли массива. Граносиениты развиты преимущественно в его северо-восточной части и незначительно в западной. Умеренно щелочные граниты (монцограниты) слагают центральную часть. Минеральный и химический составы пород 2-й фазы близкие, переходы между ними постепенные. Умеренно щелочные граниты секут монцодиориты 1-й фазы и содержат их измененные ксенолиты.

Северо-восточная часть массива сложена преимущественно светло-серыми среднезернистыми граносиенитами. Породы состоят из плагиоклаза (30–35%), микроклина (40%), кварца (20%), биотита (5–10%). Акцессорные минералы – титанит (1–2%), апатит, циркон, монацит. При вторичных изменениях микроклин незначительно замещается серицитом, по плагиоклазу и в интерстициях образуются эпидот (до 3–8%), серицит (1–2%), единичные выделения кальцита, реже REE-карбонатов. Биотит замещается хлоритом (до 1%), в сростании с ним отмечаются редкие зерна рутила. В зонах рассланцевания и катаклаза наблюдается эпидотизация, возраста-

ет количество тонкочешуйчатого биотита, серицита (до 2–10%), кварца, встречаются сульфиды.

В центральной части массива распространены розово-красные средне- и крупнозернистые порфиroidные монцограниты. Породы отличаются несколько большим, чем в серых граносиенитах, содержанием К-полевого шпата (в среднем 50%) и кварца (20–25%), меньшим – плагиоклаза (в среднем 25%). Темноцветные минералы представлены биотитом (5–10%). Акцессорные минералы – титанит (1–2%), апатит (до 0,5%), циркон, монацит. В зонах рассланцевания и катаклаза в монцогранитах образуются эпидот, мусковит (до 10%), кварц. В породах 2-й фазы встречаются ксенолиты измененных мелкозернистых монцодиоритов 1-й фазы с более высоким содержанием титанита и апатита (до 4–5 и 1% соответственно).

Химический состав пород хаутаваарского комплекса значительно изменяется (см. табл. 1): содержание SiO_2 увеличивается от 52 до 70,6%, сумма щелочей от 6,55 до 9,22–10,15% ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$). Породы имеют высокие магнезиальность ($\text{mg}\# = 0,6–0,48$), ΣREE (287–199 г/т), концентрации Ba (1862–913 г/т), Sr (1121–290 г/т). Содержания Ba и Sr снижаются от основных к кислым дифференциатам, тогда как Rb, Zr возрастают. Содержание REE в породах обусловлено присутствием монацита, эпидота, REE-карбонатов. Оно снижается при увеличении количества SiO_2 , что обеспечивается фракционированием постоянной ассоциации минералов.

Монцогаббро 1-й фазы массива незначительно обогащены апатитом, титанитом (P_2O_5 0,56–0,61%, TiO_2 0,73–1,03%, V 176–201 г/т). Породы 1-й фазы содержат более высокие концентрации Cr, Ni, Co, Cu, Zn относительно пород 2-й фазы (см. табл. 1). Максимальное содержание Cr, Cu, Ni зафиксировано в монцодиоритах вблизи южного и западного контактов Хаутаваарского массива. Это может быть связано с их контаминацией вмещающими породами (коматииты и базальты лоухиваарской свиты), которые прорываются интрузивным телом. В породах 2-й фазы повышены концентрации Rb, Zr. Содержания Pb (13–42 г/т), Mo (1,4–4,6 г/т), As, Ag, W, Te и Bi в породах обеих фаз низкие, в кислых дифферен-

2. Микрокомпонентный состав измененных гранитов вблизи Au-S-кварцевой жилы рудопроявления Центральное Хаутаваарское, г/т

| Микро-компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | ХТВ-350/4 | ХТВ-350/5 | ХТВ-350/6 | ХТВ-350/7 | ХТВ-350/8 | ХТВ-350/3 | ХТВ-350/1 | ХТВ-350/9 |
| Cu | 29,28 | 354,8 | 45,93 | 21,54 | 293,2 | 33,89 | 17,96 | 18,56 |
| Zn | 39,92 | 12,15 | 15,82 | 2,80 | 5,65 | 10,17 | 39,36 | 32,46 |
| As | <по | <по | 30,23 | 30,26 | 14,36 | <по | <по | <по |
| Rb | 203,5 | 40,05 | 66,63 | 7,07 | 24,48 | 32,03 | 226,1 | 240,5 |
| Sr | 170,7 | 47,16 | 26,23 | 11,97 | 15,93 | 72,89 | 276 | 383,9 |
| Y | 15,32 | 2,22 | 1,06 | 0,26 | 0,42 | 2,75 | 19,94 | 21,68 |
| Zr | 375,5 | 58 | 63,59 | 6,67 | 12,98 | 40,51 | 319,2 | 316 |
| Nb | 17,62 | 2,67 | 3,04 | 0,34 | 1,19 | 1,56 | 16,14 | 15,71 |
| Mo | <по | 454,9 | 8,38 | 3,33 | 4,38 | 948,1 | 1,78 | 13,16 |
| Ag | 2,03 | 9,77 | 3,41 | 2,42 | 4,02 | 0,97 | 1,42 | 1,24 |
| Sn | 3,05 | 1,09 | 0,79 | 0,38 | 0,53 | 0,82 | 2,67 | 2,79 |
| Sb | <по | 0,19 | 0,25 | 0,01 | 0,13 | <по | 0,24 | <по |
| Te | 1,16 | 11,1 | 11,28 | 1,31 | 3,37 | 21,2 | 0,88 | <по |
| W | 5,81 | 1,18 | 1,69 | 0,40 | 0,94 | 1,63 | 2,06 | 3,86 |
| Pb | 52,53 | 425,7 | 264,1 | 131,9 | 124,2 | 53,17 | 21,81 | 23,25 |
| Bi | 2,62 | 38,32 | 95,6 | 13,08 | 50,58 | 37,85 | 0,24 | 0,26 |
| Th | 54,12 | 10,15 | 10,04 | 0,58 | 1,62 | 5,79 | 47,23 | 54,47 |
| U | 7,24 | 2,26 | 0,76 | 0,16 | 0,35 | 1,60 | 7,52 | 9,21 |
| ΣREE | 63,25 | 12,41 | 18,43 | 6,81 | 5,5 | 12,97 | 201,68 | 237,0 |
| Cu/Mo | | 1 | 5,5 | 6,5 | 67 | 0,1 | 10 | 1,4 |

Примечание. 1 – слабоизмененные граносиениты, 2 – измененные граносиениты с сульфидно-кварцевыми прожилками с вкрапленными молибденитом и халькопиритом, 3 – околожилльные метасоматиты в зальбандах пирит-кварцевой жилы, 4 – пирит-кварцевая жила, 5 – зальбанды пирит-кварцевой жилы, 6 – измененные граносиениты с молибденитом, 7 – измененные граносиениты, 8 – слабоизмененные граносиениты.

циатах лишь незначительно повышены содержания Mo и Ag. Зоны штокверкового окварцевания и изменения граносиенитов выделяются аномальными концентрациями Mo, Cu, Bi, Te, Pb, Ag (табл. 2).

Рудная минерализация Хаутаваарского массива. В монзогаббро и монцодиоритах 1-й фазы встречается только бедная (до 1–5%) вкрапленная сульфидная минерализация, представленная пиритом, пирротинном, халькопиритом. С граносиенитами 2-й фазы связаны проявления штокверковой вкрапленно-прожилковой молибденитовой (Хаутаваарское молибденовое) и Au-S-кварцевой (Центральное Хаутаваарское) минерализации, ряд проявлений (Виетуккалампи) и небольших пунктов полиметаллической минерализации в ореоле массива (см. рис. 1).

Хаутаваарское молибденовое проявление выявлено еще в 50-х годах прошлого столетия и

внесено в кадастр рудных объектов Республики Карелия, однако признано не перспективным. Тонкочешуйчатый молибденит встречается в умеренно щелочных гранитах и особенно граносиенитах 2-й фазы в восточной части массива, где образует вкрапленность, реже мелкие гнезда. Фоновые концентрации молибдена в породах составляют 1–4,5 г/т, увеличиваясь в граносиенитах. Содержания в ареале кварцевых штокверков в граносиенитах колеблются от 0,001 до 0,025–0,1%. Для Хаутаваарского массива оценены прогнозные ресурсы категории P₃ молибдена – 100 тыс. т при среднем содержании Mo 0,032% [7].

Полиметаллическое проявление Виетуккалампи (скв. 145, 144) и серия новых пунктов минерализации, обнаруженных в северном и западном экзоконтактах массива и наиболее близко расположенных к нему, характеризуются

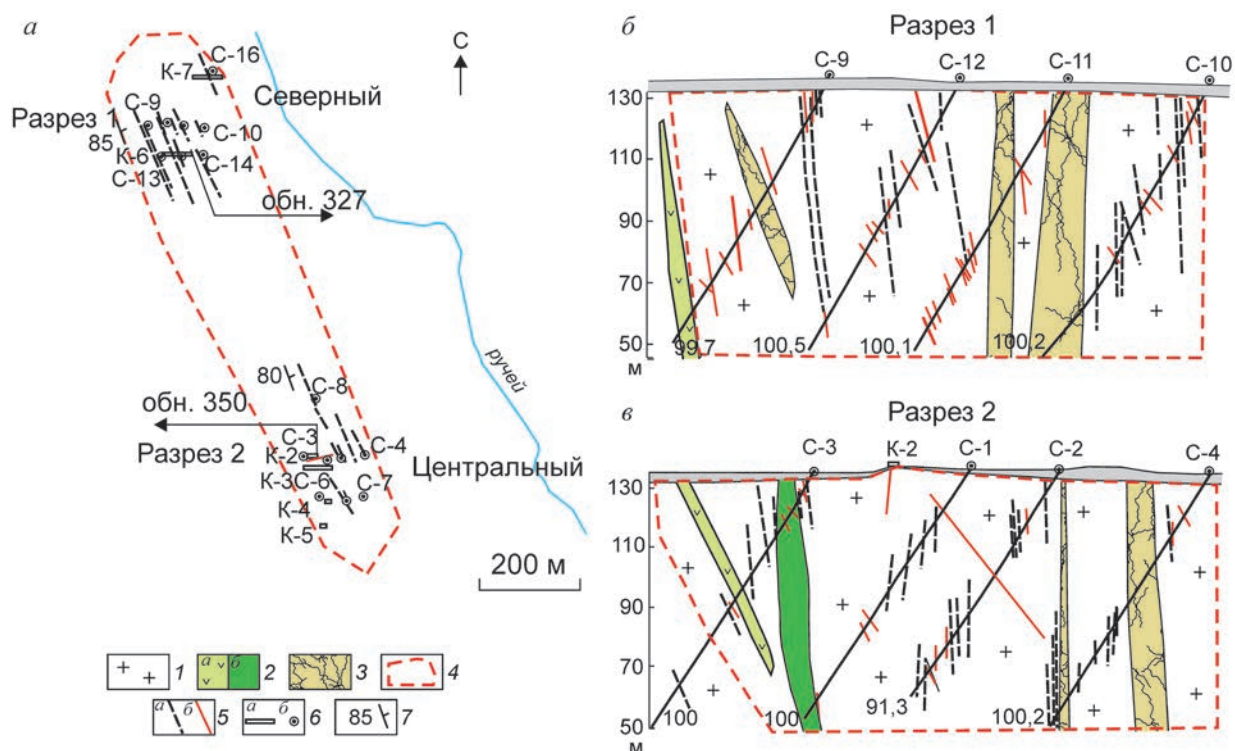


Рис. 2. Схема строения штокверка рудопроявления Центральное Хаутаваарское и разрезы по профилям (по материалам бурения, с дополнениями):

1 – граносиениты; 2 – ксенолиты вмещающих пород (а), габбро (б); 3 – зоны катаклазитов; 4 – ареалы кварцевых штокверков; 5 – зонки рассланцевания (а), кварцевые жилы (б); б – канавы (а), скважины и обнажения (б); 7 – элементы залегания жил и зон рассланцевания в гранитах

Cu-Zn специализацией (Zn до 2,6%, Cu 0,35%, Pb 0,01%, Ag до 20 г/т). С пирротином, халькопиритом, сфалеритом и более редкими галенитом и алтаитом ассоциирует тонкопластинчатый молибденит. Содержание Mo составляет 0,03–0,01%, в гнездах иногда достигает более высоких концентраций – 0,05%. В отдельных рудных образцах установлены V, Te, Au.

Золоторудное проявление Центральное Хаутаваарское объединяет Северный и Центральный участки (рис. 2), расположенные друг от друга на расстоянии около 1 км в северо-восточной части массива вблизи его контакта. Они разведывались в 2008–2009 гг. геологами ООО «Онего-Золото» (Ю.Н.Новиков, Н.К.Дягтерев, В.В.Рогальский) и доизучались в последние годы той же компанией (В.М.Тытык, А.С.Вихко). Масштаб рудных объектов небольшой (прогнозные ресурсы категории P₂ 4,5 т, содержание Au 0,03–

20 г/т [7]). Для проявления ресурсы категории P₁ составляют 2,015 т при средних содержаниях Au на участках Северный и Центральный 2,83 и 7,05 г/т соответственно (по данным ООО «Онего-Золото»).

В северо-восточном эндоконтакте Хаутаваарского массива рудовмещающие граносиениты катаклазированы, рассланцованы (аз. 310°) и изменены. Кварцевые жилы северо-восточного простирания (аз. 70°) секут рассланцованные породы и, в свою очередь, испытывают небольшое северо-западное смещение. Незначительные наблюдаемые перемещения отдельных фрагментов этих более крупных жил позволяют рассматривать формирование нарушений в них с аз. 310 и 70° как близкоодновременное. К кварцевому штокверку в граносиенитах приурочена золоторудная минерализация проявления Центральное Хаутаваарское.

Наиболее высокие содержания золота связаны с пирит-кварцевыми жилами и зонами рассланцевания и изменения участка Центральный. Основная жила на участке имеет северо-восточное простирание (СВ 70°) и крутое падение (СЗ 85°). Ее мощность 10–30 см, прожилков – первые миллиметры. Содержание Au до 6–28 г/т. Кроме нее, в скважинах вскрыта серия более мелких жил с содержанием Au 1–5,61 г/т (см. рис. 2, в).

На контактах кварцевых жил в измененных граносиенитах развиваются тонкозернистые микроклин, биотит, серицит, эпидот, встречаются хлорит, иногда турмалин, содержание всех аксессуаров значительно снижается. Изменения пород среднетемпературные эпидот-кварц-серицитовые. Содержания REE, Rb, Ba, Sr, Zr, Nb в околожильных метасоматитах ниже, чем в неизмененных породах (рис. 3; см. табл. 2). Сумма REE в рудной зоне и кварцевых жилах снижается до 63,25–5,5 г/т относительно слабоизмененных граносиенитов (201–237 г/т). В областях штокверкового окварцевания, развития жил и прожилков резко уменьшаются содержания Th и U (см. рис. 3, г) относительно средних концентраций в гранитах, что может быть использовано как поисковый признак при радиометрической съемке.

В околожильной (околорудной) зоне увеличиваются содержания Mo, Cu, Pb, Te, Bi, Ag (см. табл. 2, см. рис. 3) относительно слабоизмененных граносиенитов. Содержание Mo на контакте с главной жилой в обнаженной ее части достигает 948, Pb до 426, Cu 355, Te 21, Bi 96, Ag 9,77 г/т. Эти элементы сопровождают золоторудную минерализацию, формируют внешний ореол и в данном массиве, соответственно, служат индикаторами Au-оруденения.

По данным опробования ряда скважин на участке Центральный в отдельных сечениях на глубине установлены достаточно значительные концентрации элементов-спутников, г/т: Pb 174–1380, Cu 93, Ag 10, Bi 19, в зонах с ксенолитами габбро Cu до 0,57%. В скв. 1 отмечается прямая корреляция золота, свинца и серы. Содержание S в зонах с золотом 0,2–3,4%. Содержание Au в главной жиле, вскрытой канавой, достигает 28 г/т, в среднем составляя 7 г/т, в экзоконтак-

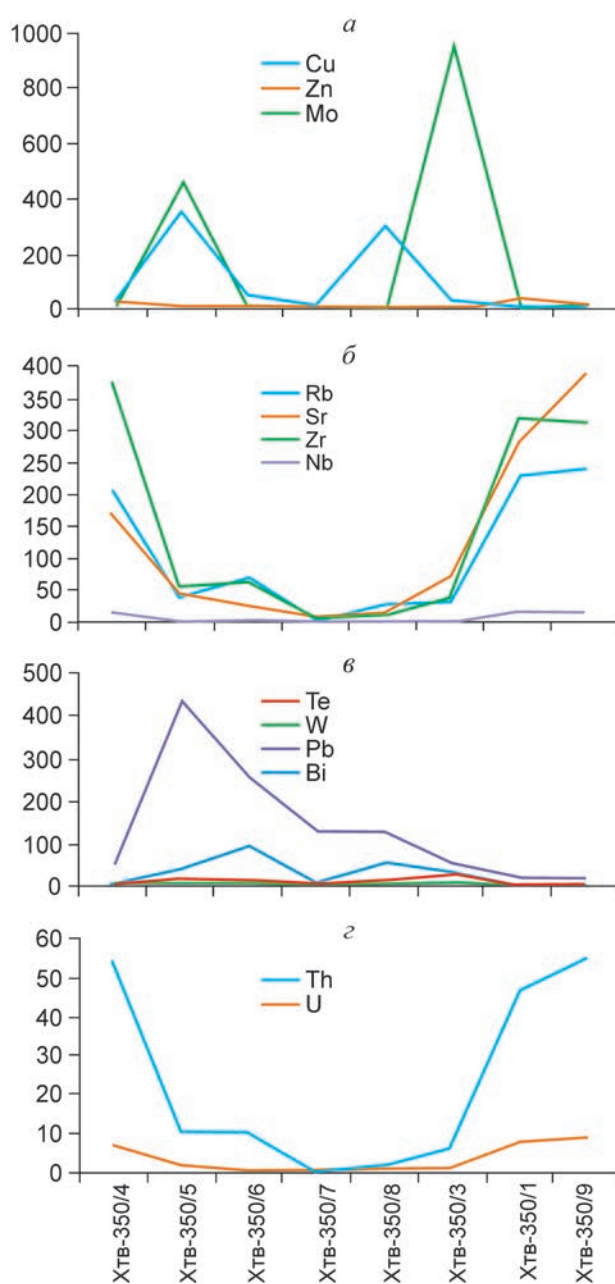


Рис. 3. Распределение элементов-спутников на контакте с Au-S-кварцевой жилой, г/т

те 0,01–0,08 г/т (по данным опробования ООО «Онего-Золото»).

Рудная минерализация развита в зальбандах кварцевых жил. На проявлении Центральное Хаутаваарское она представлена пиритом (до 10%), золотом, молибденитом, встречаются галенит, халькопирит и более редкие Bi-Te-Pb-S

3. Состав сульфидов и более редких минералов рудопроявления Центральное Хаутаваарское, мас. %

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 55,71 | 39,35 | 37,56 | 14,25 | 16,58 | 6,48 | 16,21 | 12,0 | | 6,29 | 4,55 | | | |
| Fe | 44,29 | | 30,04 | | | | | | | | | | | |
| Cu | | | 32,40 | | 3,95 | | | | | | | | | |
| Pb | | | | 85,75 | 35,28 | 20,33 | 31,70 | | | | | | | |
| Mo | | 60,65 | | | | | | | | | | | | |
| Te | | | | | | 26,87 | | | 39,05 | 34,48 | 35,81 | 48,77 | 36,87 | 36,52 |
| Bi | | | | | 44,19 | 46,32 | 39,95 | | | 59,23 | 59,64 | 51,23 | 63,13 | 63,48 |
| Ag | | | | | | | 12,14 | 88,0 | 60,95 | | | | | |
| Σ | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Примечание. Ведущие сульфиды (1–3): 1 – пирит, 2 – молибденит, 3 – халькопирит; редкие сульфиды, сульфосоли, висмутотеллуриды: 4 – галенит, 5 – виттит ($Pb_5Bi_6S_{14}$) Cu-содержащий, 6 – алексит ($PbBi_2Te_2S_2$), 7 – оурэйт ($Ag_{25}Pb_{30}Bi_{41}S_{104}$), 8 – акантит (Ag_2S), 9 – гессит (Ag_2Te), 10, 11 – тетрадимит (Bi_2Te_2S), 12 – теллуrowисмутит (Bi_2Te_3), 13–14 – цумоит ($BiTe$).

фазы – сульфосоли и висмутотеллуриды (табл. 3). Пирит образуется в прожилках и вкрапленности в зальбандах жилы (рис. 4) в ассоциации с кварцем, серицитом, иногда эпидотом. Пирит выделяется первым, в него по микротрещинкам проникают микровключения золота, галенита, халькопирита и реже других минералов. Тонкочешуйчатый молибденит обычно развивается самостоятельно в измененных граносиенитах в ареале кварцевых жил и прожилков. В зальбандах главной золото-пирит-кварцевой жилы проявления молибденит выделяется после пирита, сечет его, иногда ассоциирует с халькопиритом и висмутотеллуридами. Образует изогнутые пластинчатые кристаллы и их скопления (см. рис. 4, ж, з). Содержание Mo в околорудно-измененных породах на контакте с золото-кварцевой жилой достигает 0,045–0,1% (см. табл. 2). Соотношение Cu/Mo низкое – в рудовмещающих породах 4–41, рудах 0,1–67 (см. табл. 1, 2), что в целом характерно для Mo- и Cu-Mo-порфирировых систем (по А.И.Кривцову).

Халькопирит распределен неравномерно, присутствует в небольшом количестве в зальбандах кварцевой жилы и в измененных граносиенитах. Образует микровключения в пирите, иногда ассоциирует с золотом и галенитом. Галенит выделяется в микротрещинах и микропорах в пирите, где образует мельчайшие зерна. В пирите галенит обычно находится в сростании с золотом, а в зальбандах кварцевой жи-

лы – с халькопиритом. По времени образования он наиболее близок к золоту, но распространен несколько шире. Висмутотеллуриды представлены тетрадимитом (Bi_2Te_2S), теллуrowисмутитом (Bi_2Te_3), цумоитом ($BiTe$). Они ассоциируют с халькопиритом, галенитом в зальбандах жил и присутствуют в пирите в единичных мельчайших зернах (1–5 мкм). Очень редко с ними ассоциируют Ag-Pb-Bi-сульфосоли, гессит (Ag_2Te), акантит Ag_2S (см. табл. 3).

Золото выделяется в виде мелких зерен, чешуек, кристаллов размером от 1–10 мкм до 0,03–0,2 мм в пирите, кварце, реже в силикатах – K-полевым шпате, кварце, сериците в зальбандах жилы (см. рис. 4, б–е). Максимальная концентрация золота тяготеет к висячему контакту основной жилы с пиритовой вкрапленной минерализацией. Его спутником является галенит, занимающий такую же позицию, что и золото. Золото содержит 0,8–33% Ag, однако наиболее распространено золото с количеством Ag до 10–15% (табл. 4). От общего числа проанализированных проб ($n=75$) это составляет около 85%, серебристое золото (~20% Ag) и электрум встречаются реже. Мощность золотосодержащих (с Au >0,5 г/т) зон в штокверке 0,1–0,35 м.

На продолжении рудной зоны к северо-западу от участка Центральный на участке Северный (см. рис. 2) в катаклазированных и рассланцованных граносиенитах с кварцевыми прожилками содержание Au достигает 8,35 г/т, а в их

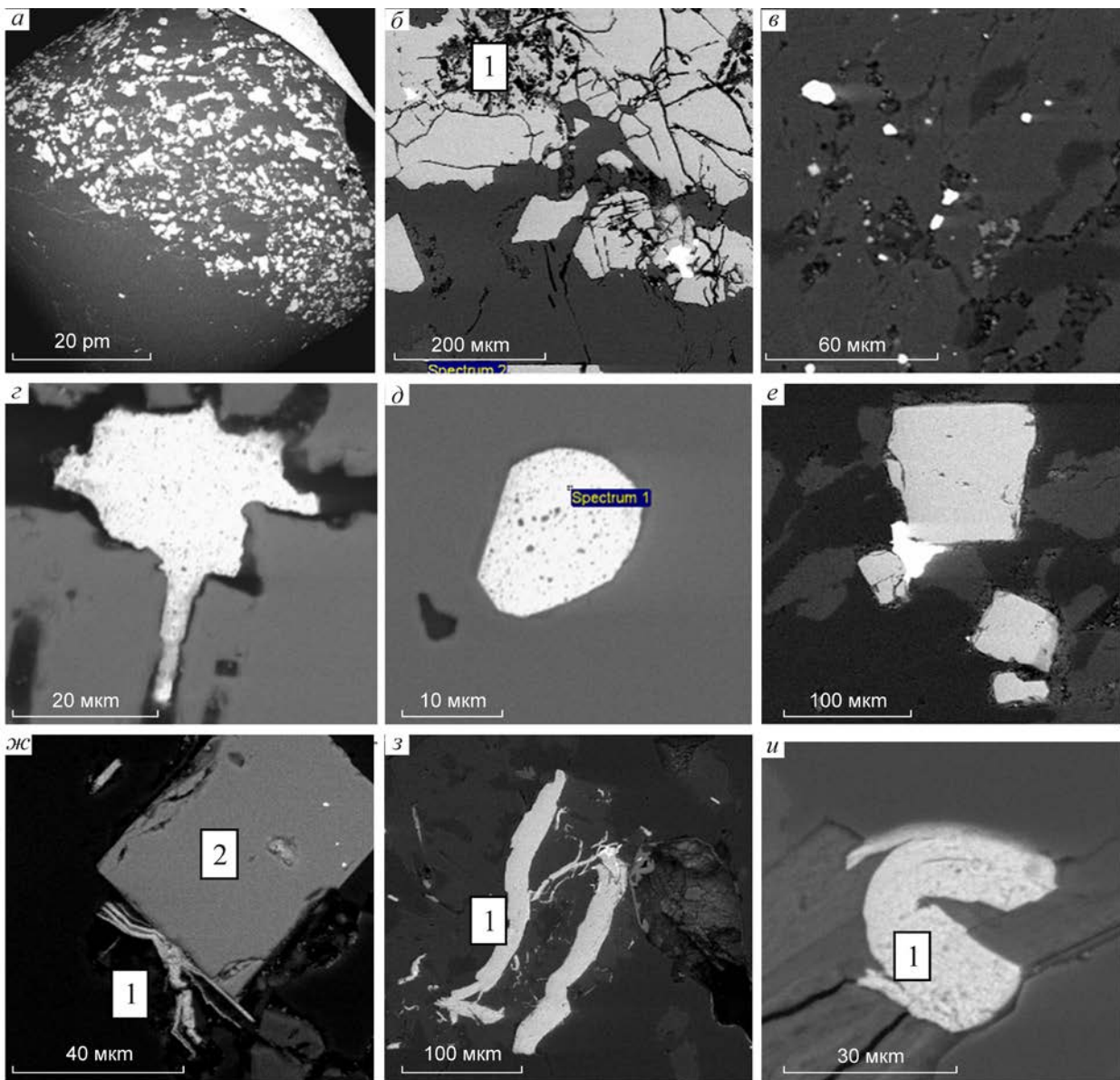


Рис. 4. Типоморфные минеральные ассоциации рудопроявления Центральное Хаутаваарское:

а – пирит-кварцевый прожилок (участок Центральный); *б* – золото (белое) в раздробленном пирите 1; *в* – золото (белое) в силикатах в зальбанде кварцевой жилы; *г* – золото сетчат пирит; *д* – кристалл золота spectrum 1 в пирите; *е* – золото (белое) в сростании с пиритом, эпидотом и кварцем; *ж* – молибденит 1 в сростании с пиритом 2 (участок Центральный); *з* – молибденит 1 в силикатах, в зальбанде жилы (участок Центральный); *и* – изогнутая чешуйка молибденита 1 (участок Северный)

ореоле составляет 0,02–0,09 г/т (по данным ООО «Онего-Золото»). Изменения граносиенитов проявились здесь в интенсивном рассланцевании, увеличении количества эпидота, серицита и тонкопрожилковом окварцевании. Во внешнем ореоле в менее интенсивно преобразованных

граносиенитах увеличивается количество тонкочешуйчатого биотита и хлорита. Линейная штокверковая зона с аз. пр. 320° СЗ прослежена с перерывом почти 1000 м при общей мощности 100–150 м (см. рис. 2, *а*, *б*). Мощность отдельных кварцевых жил 30 см, прожилков с

4. Состав золота рудопроявления Центральное Хаутаваарское, мас. %

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ag | 7,22 | 8,09 | 13,86 | 5,21 | 5,34 | 0,88 | 6,80 | 4,98 | 3,87 | 5,74 | 7,29 | 20,78 | 33,02 |
| Au | 92,78 | 93,91 | 86,14 | 94,79 | 94,66 | 99,12 | 93,20 | 95,02 | 96,13 | 94,26 | 92,71 | 79,22 | 66,98 |
| Σ | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Примечание. 1–12 – золото, 13 – электрум из некоторых проб.

доминирующим северо-западным простиранием 0,1–7 см, их распределение неравномерное. Рассланцованные породы и сближенные с ними субвертикальные кварцевые прожилки обычно группируются по густоте их проявления в зоны мощностью от нескольких до 40 м и иногда разделены более массивными участками породы. Рудная минерализация в измененных породах и зальбандах прожилков представлена молибденитом, пиритом, золотом, встречаются пирротин, халькопирит, реже единичные галенит, цумоит (BiTe), гессит (Ag₂Te), шеелит. Молибденит на участке Северный образует тонкопластинчатые и скрученные кристаллы и их скопления размером 10–200 мкм (см. рис. 4, и). Содержание Mo 0,004–0,034%.

Проведенные исследования позволяют рассматривать Хаутаваарский дифференцированный массив как двухфазный: в его строении участвуют монцогаббро-монцодиориты и умеренно щелочные граниты. Благодаря детальным петрографо-петрохимическим исследованиям, среди дифференциатов 1-й фазы впервые выделены монцогаббро. Среди пород 2-й фазы умеренно щелочные «розовые граниты» центральной части массива были отнесены к монцогранитам, а так называемые «серые граниты» – к граносиенитам. Породы имеют повышенную щелочность ($\Sigma alk = 6,55–10,15\%$), $K_2O/Na_2O = 1,48–1,36$, магнезиальность 0,6–0,48, высокие содержания Ba (1862–913 г/т), Sr (1121–290 г/т), ΣREE (287–199 г/т), Rb и Zr, Cu/Mo=4–41.

Хаутаваарский массив (2,74 млрд лет) сечет более древние (~3,0–2,86 млрд лет) смятые и метаморфизованные вмещающие толщи среднего и основного составов. Сопряженные с ним одновозрастные вулканогенные образования в пределах Хаутаваарской зеленокаменной струк-

туры отсутствуют. Субщелочные интрузивные тела (с повышенным отношением $K_2O/Na_2O > 1$) и связанные с ними месторождения в публикациях рассматриваются обычно в качестве порфировых плутоногенных (монцонитового типа). Они могут формироваться как окраинно-континентальные на андезитоидном вулканоплутоническом основании и быть с ним связаны и на более древнем кристаллическом основании (как в нашем случае).

Для характеристики метасоматических изменений пород и оруденения в Хаутаваарском массиве вполне применима «монцонитовая модель», разработанная в 70-х годах прошлого века Дж.Лоуэллом и Дж.Джилбертом. В зонах катаклаза, рассланцевания и штокверкового окварцевания породы массива претерпели среднетемпературные преобразования, выраженные в наличии ассоциаций тонкозернистого микроклина, биотита, эпидота, серицита, кварца, хлорита, вкрапленных сульфидов (проявленных в разных метасоматических зонах). Наиболее благоприятны для рудной минерализации зоны штокверкового окварцевания в серых граносиенитах 2-й фазы в северо-восточной краевой части массива с доминирующим направлением жил и трещин, имеющих аз. пр. 310 и 70°. К ним приурочены молибденитовая и Mo-Au-S минерализация (проявлений Хаутаваарское молибденовое, участков Центральный и Северный проявления Центральное Хаутаваарское) с невысокими содержаниями Cu и Pb.

На проявлении Центральное Хаутаваарское молибденитовая минерализация (0,001–0,1%) фиксируется во внешнем ореоле золото-сульфидных кварцевых жил и обычно широко распространена в измененных породах в пределах штокверков. Содержание Cu (от 0,001–0,035

до 0,5%) и Pb (от 0,005–0,043 до 0,14%) неравномерное. Кварцевые штокверки выделяются также по снижению концентрации радиогенных элементов (Th, U). Предполагается, что обогащение северо-восточной части Хаутаваарского массива серой было обусловлено тем, что его восточная часть прорывает породы калаярвинской свиты, содержащей сульфидную вкрапленность и колчеданные руды. Соотношение Cu/Mo в штокверке варьирует от 0,1 до 67, в рудах с молибденитом наиболее низкое и составляет 0,1–1, что характерно для Mo-S и Mo-(Au-Cu)-S проявлений (с учетом существующих систематик по медно-порфирировым и медно-молибден-порфирировым месторождениям). На периферии Хаутаваарского массива встречаются небольшие проявления полиметаллов, в которых также несколько повышены концентрации золота.

На проявлении Центральное Хаутаваарское золото ассоциирует с пиритом, но по времени образования оно наиболее близко отложению сульфидов полиметаллов, особенно галенита и Bi-Te-минералов, тогда как халькопирит распространен шире и неравномерно. Наблюдается корреляция Au, Pb, S. Соответственно, низкотемпературная полиметаллическая ассоциация в массивах подобных Хаутаваарскому и в их ореолах наиболее благоприятна для нахождения золота, что следует учитывать при поисковых работах, а появление повышенных концентраций молибденита фиксирует лишь внешний ореол рудных штокверков. Среднее содержание Au на проявлении Центральное Хаутаваарское составляет 2,8 и 7 г/т, оно имеет высокую пробу (содержит ~10% Ag). Несмотря на то что в базу данных по полезным ископаемым Республики Карелия рудный объект был внесен как Au-S-кварцевый, формационный тип проявления можно рассматривать как Mo-Au-S-порфирировый, связанный с умеренно щелочными гранитоидами – граносиенитами.

Закономерности, устанавливаемые по минеральным ассоциациям умеренно щелочных гранитоидов, руд и околорудных метасоматитов Хаутаваарского массива, отчетливо отражаются в первичных литохимических ореолах [1], позволяют оконтурить перспективные участки в

пределах массива и в целом могут служить поисковыми признаками на массивах подобного типа в зеленокаменных поясах Центральной и Южной Карелии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вихко А.С.* Первичные литохимические ореолы золото-сульфидно-кварцевого проявления Центральное (Хаутаваарская структура, Карелия) // «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». Мат-лы XXV Молодежной конференции, посвященной 100-летию чл.-кор. АН СССР К.О.Кратцу. СПб., 2014. С. 30–36.
2. *Горошко А.Ф.* Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 171–192.
3. *Дмитриева А.В.* Петрохимические особенности и рудная минерализация Хаутаваарского массива (Карелия) // «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». Мат-лы XXV Молодежной конференции, посвященной 100-летию чл.-кор. АН СССР К.О.Кратцу. СПб., 2014. С. 61–67.
4. *Иваников В.В.* Архейские сиениты и монзониты Карелии // Вестн. СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 1. № 7. С. 11–21.
5. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000.
6. *Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М.* Богороднометальная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2009. Вып. 12. С. 12–25.
7. *Минерально-сырьевая база Республики Карелия /* Под ред. В.П.Михайлова. – Петрозаводск: Карелия, 2005.
8. *Петрографический кодекс России.* Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3 / Сост. В.В.Жданов, А.Е.Костин, Е.А.Кухаренко и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
9. *Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Сергеева Н.Е.* Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских оса-

- дочно-вулканогенных толщах Карелии // Геология рудных месторождений. 1972. № 5. С. 56–66.
10. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. – Л.: Наука, 1987.
 11. Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. – Петрозаводск: Карелия, 1980.
 12. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009.
 13. Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988.
 14. Серноколчеданные месторождения Карелии / В.И.Робонен, С.И.Рыбаков, Г.В.Ручкин и др. – Л.: Наука, 1978.
 15. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Лавров М.М. Богороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минерогения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 112–116.
 16. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129–145.
 17. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin / Lobach-Zhuchenko, H.R.Rollinson, V.P.CheculaeV et al. // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 107–128.

Кулешевич Людмила Владимировна,
кандидат геолого-минерогических наук
kuleshev@krc.karelia.ru

Дмитриева Антонина Васильевна
dmitrieva-V@yandex.ru

TSENTRALNOE, AN Au-S-QUARTZ Mo-BEARING OCCURRENCE IN THE KHAUTAVAARA MASSIF, SOUTH KARELIA

L.V.Kuleshevich,
A.V.Dmitrieva

Rock differentiates which compose the Khautavaara Massif that lies in the south of the Vedlozero-Segozero greenstone belt vary from monzogabbro to granosyenite and monzogranite. Bodies of felsic varieties are accompanied by medium-temperature alterations and quartz stockworks carrying Au-pyrite-quartz and molybdenite mineralization. In the Tsentralnoe occurrence gold associates with pyrite and galena and contains ca. 10% Ag; impregnations of molybdenite occur in altered granosyenite and along the vein selvages.

Key words: Mo-Au-S-quartz mineralization, Khautavaara Massif, rock alterations Karelia.



Подписка в почтовых отделениях
по каталогу «Газеты. Журналы» Агентства «Роспечать»
(индекс 47 218)

Подписка на электронную версию журнала
на сайте Научной Электронной Библиотеки elibrary.ru

Вышедшие номера журнала можно приобрести в редакции:
Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1
Контактный телефон: 8 (495) 315-06-29. Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Периодичность – 4 номера в год. Цена подписки на год 800 рублей.

ДИСТАНЦИОННАЯ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В ЗЕЛЕНОКАМЕННОМ ПОЯСЕ ЗАПАДНОЙ ЭФИОПИИ

Ю.Н.Серокуров,
В.Д.Калмыков

ООО «Институт дистанционного прогноза руд»,
г. Москва

В результате анализа космической информации среднего разрешения предложена дистанционная прогнозно-поисковая модель выделения благоприятных для локализации золоторудных районов участков в пределах зеленокаменного пояса на западе Эфиопии, определены перспективные площади для поиска новых месторождений и рудопроявлений.

Ключевые слова: золото, дистанционный прогноз, зеленокаменные пояса, Западная Эфиопия.

Одно из направлений дистанционного прогноза – подход, опирающийся на принципы аналогий и предусматривающий первоначальное выявление в пределах известных рудоносных площадей признаков, по совокупности которых они отличаются от окружающего безрудного пространства. При изучении нескольких эталонов устанавливаются постоянно присутствующие на рудных площадях признаки, не связанные с особенностями ландшафта. Созданные на этой основе дистанционные прогнозно-поисковые модели позволяют оценивать перспективы рудоносности земной коры в любых регионах планеты. Системный подход предусматривает возможность вначале по материалам низкого разрешения оконтуривать благоприятные участки для локализации крупных рудных таксонов (зон, районов), а затем в их пределах по материалам все повышающейся детальности – более мелких (узлов, полей) [2, 4–6].

Внедрение этого подхода в практику требует планомерного изучения по единым методикам значительного числа эталонных рудных площадей для создания банка разномасштабных прогнозно-поисковых моделей руд различных формационных типов. Но без участия государства, обладающего всем объемом ранее накопленной информации и заинтересованного в комплекс-

ной оценке собственных ресурсов, решение данного вопроса невозможно. Поэтому в последние двадцать лет недропользователями наиболее востребована дистанционная оценка перспектив уже лицензированных ими участков для поисков конкретных полезных ископаемых. Решение таких задач затрудняли небольшой (первые десятки и сотни квадратных километров) размер предлагаемых к оценке площадей и отсутствие апробированных на эталонах прогнозно-поисковых моделей для таксонометрических единиц (районы, поля, узлы) искомого оруденения.

В связи с этим при выполнении работ возникла прежде всего задача оценки позиции заданных участков по отношению к границам рудных таксонов более высокого ранга. Большое влияние на эффективность дистанционного прогноза оказывала корректность постановки задач, ориентирующих специалистов на визуализацию только той информации, которая в максимальной степени отражает благоприятные признаки и процессы. Поэтому, приступая к оценке новой территории, нужно было знать особенности геологического строения ее поверхности и в доступном объеме земной коры, иметь представление о геологической истории развития региона, обладать сведениями об общей металлогении и известных факторах контроля искомого руд.

Подобная информация обычно извлекалась из фондовых и опубликованных работ, а их полнота и объективность зависели от степени изученности территорий. В итоге составлялись программы, которые обосновывали необходимые этапы дистанционных исследований и задачи, решаемые в их рамках.

В качестве иллюстрации приведены результаты первого этапа прогнозных работ, касающихся золотых руд Эфиопии. Последние являются ведущим полезным ископаемым и добываются с первого тысячелетия до нашей эры. К настоящему времени зафиксировано около 80 коренных и 250 россыпных проявлений золота, но поиски новых месторождений продолжаются, для чего различные фирмы лицензируют свободные участки в пределах обширных территорий. Основой для выбора их контуров являются преимущественно прямые признаки – геохимические, шлихогеохимические и минералогические ореолы, проявления россыпной и коренной минерализации. Использованию структурных факторов контроля золотых руд для их поисков препятствует слабая изученность территории страны современными (прежде всего, геофизическими) методами.

Эфиопия находится на востоке Восточно-Африканского плоскогорья, где глубокий грабен субмеридионального простирания отделяет Эфиопское нагорье на западе от Эфиопско-Сомалийского плато на востоке (рис. 1). Значительные перепады высот современного рельефа (от 116 до 4623 м) обуславливают формирование здесь разнообразных ландшафтов (каменистые пустыни, волнистые плоскогорья, высокогорные луга, «горные» степи, равнинные саванны, влажные тропические леса) и климата.

В геотектоническом плане это северо-восточная часть древней Африкано-Аравийской платформы, где в раннем архее начала формироваться «серогнейсовая» протоконтинентальная кора, а в среднем и позднем – зеленокаменные пояса, большая часть которых к настоящему времени не сохранилась. Деструкция в начале протерозоя привела к появлению эократонов, разделенных подвижными поясами с признаками океанической коры. Она завершилась 2,0–1,8 млрд лет назад новой (эбурнейской) эпохой

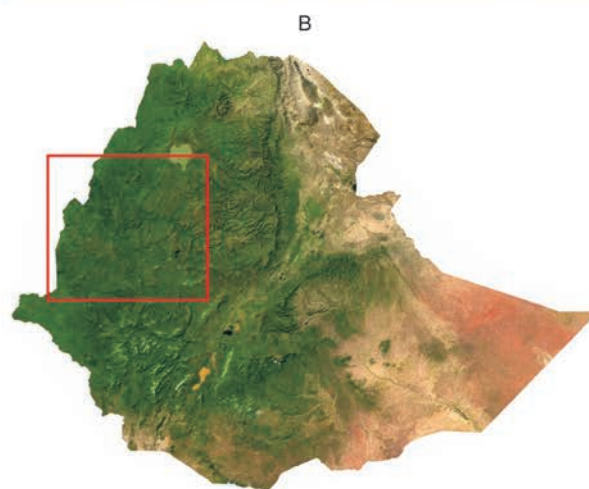
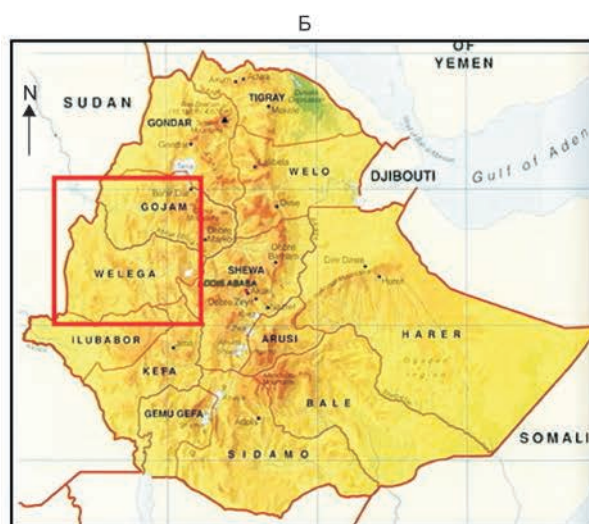


Рис. 1. Позиция оцененного участка на административной (А), рельефной (Б) и космической (В) картах Эфиопии

Информационные технологии при прогнозе, поиске и оценке твердых полезных ископаемых

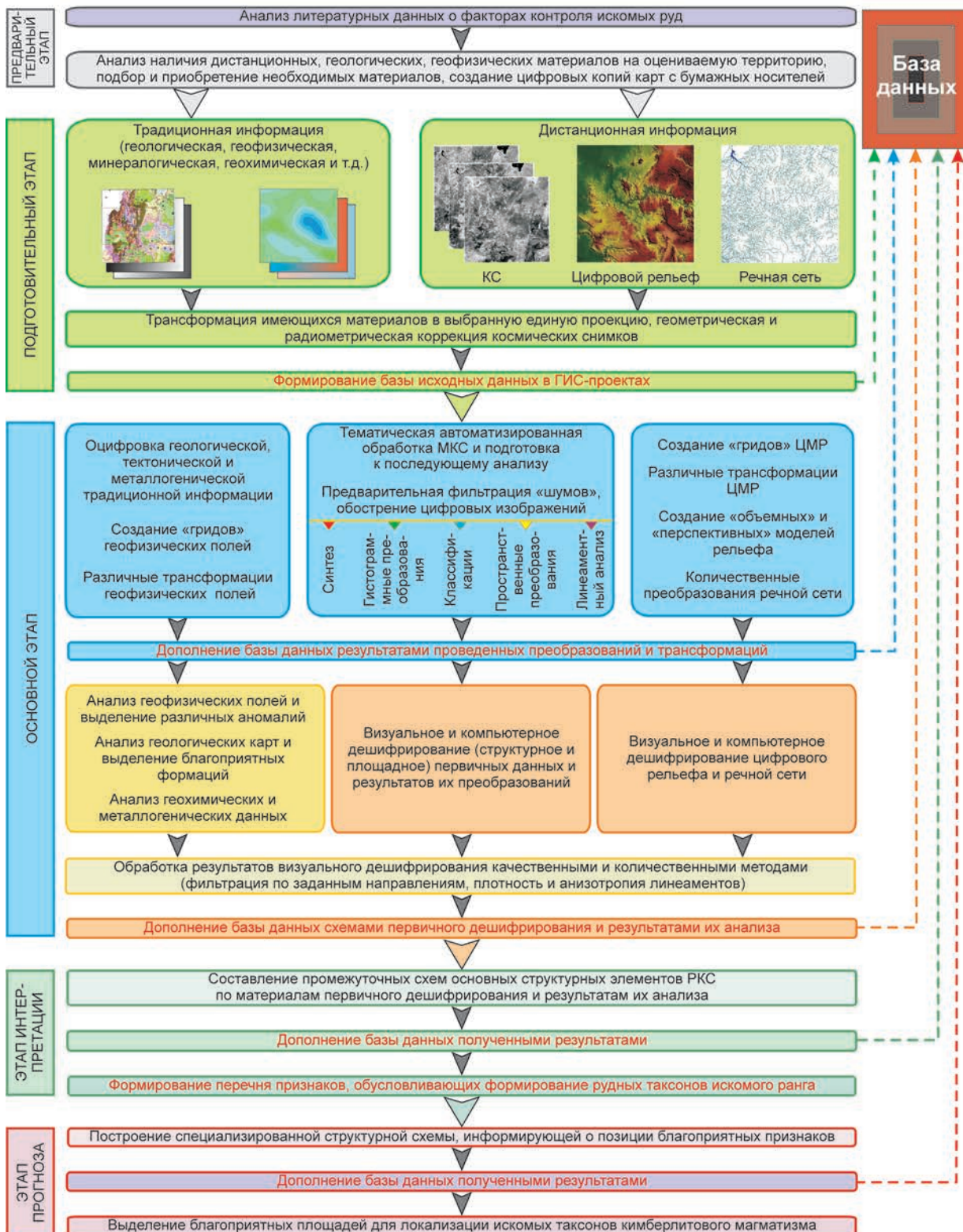


Рис. 2. Технология анализа дистанционных и традиционных материалов в прогнозных целях

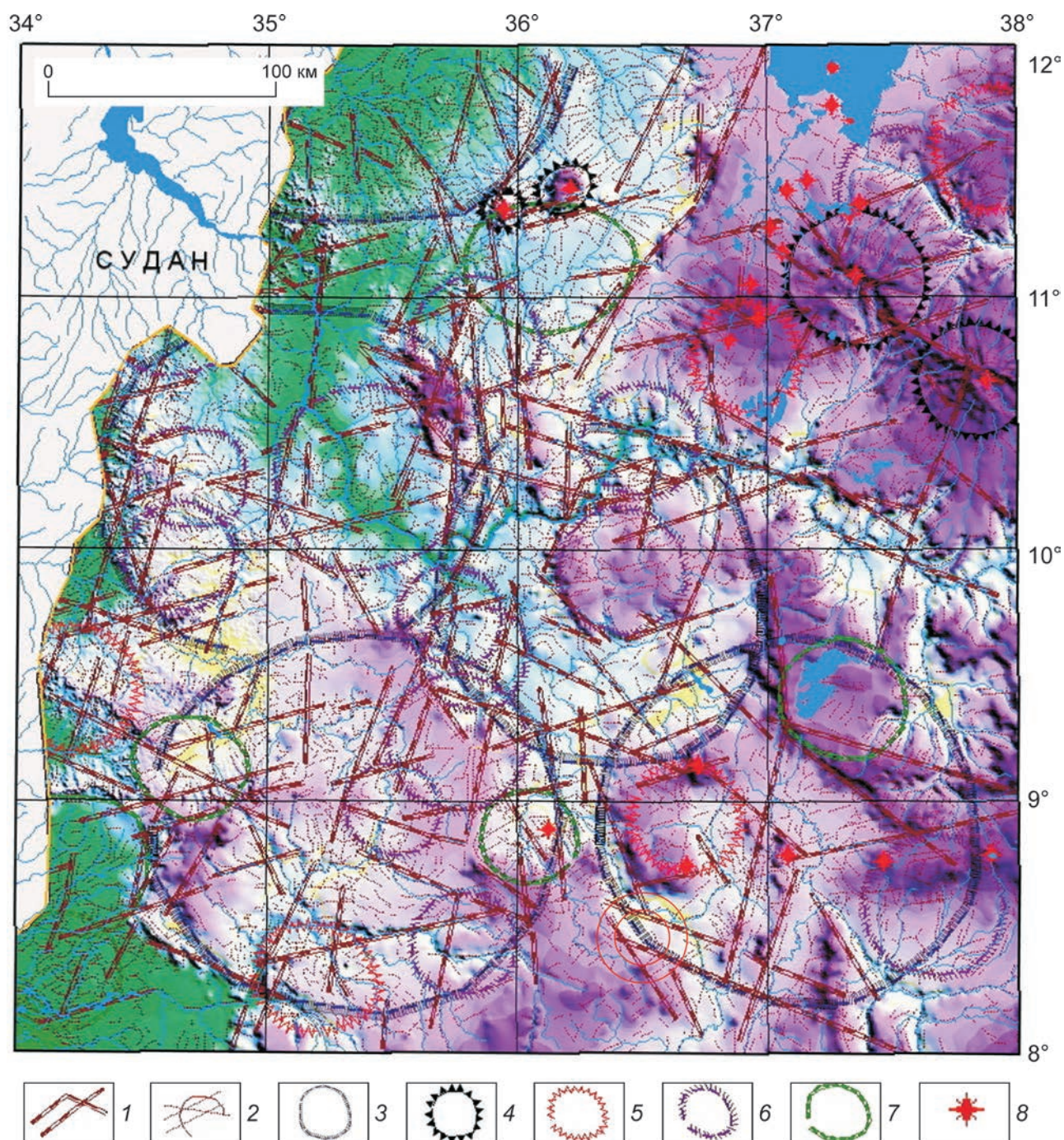


Рис. 3. Специализированная космоструктурная карта центральной части Западной Эфиопии:

1 – крупные линейменты различных возрастов и простираций; 2 – мелкие линейменты и кольцевые структуры, проявленные в верхних частях земной коры; 3 – контуры областей над энергетическими очагами в верхних частях мантии; 4 – контуры вулканических конусов; 5 – контуры куполов; 6 – кольцевые структуры с дифференцированной морфологией поверхности; 7 – контуры впадин; 8 – известные вулканы

кратонизации, в результате которой образовались стабильные области, включившие и эпипротерозойские кратоны, и значительные участки раннепротерозойских подвижных поясов. Кратонизация сопровождалась мощными наземными извержениями кислых лав и игнимбриков, становлением гранитных интрузий. Следующая деформация приурочена к началу среднего протерозоя (900–800 млн лет), когда континент вновь был расчленен на ряд кратонов, между которыми возникли глубоководные бассейны с корой океанского или субокеанского типа. В пределах современной Эфиопии расположена область сочленения Нубийско-Аравийского и Мозамбикского зеленокаменных поясов этого возраста, простирающихся в субмеридиональном направлении. Их развитие завершилось в венде складчато-надвиговыми деформациями, сопровождавшимися метаморфизмом (вплоть до гранулитовой фации) и гранитообразованием. Высокая тектоническая и магматическая активность в регионе продолжалась в кембрии – начале ордовика, что рассматривается как проявление панафриканского орогенеза, соответствующего байкальскому в России [3, 8, 9].

Последующая геологическая история этой части платформы освещена слабо из-за отсутствия осадочного чехла до конца палеозоя. Известно, что лишь в конце карбона на востоке Африки возникла новая разветвленная рифтовая система, а в перми, триасе и юре сюда с севера вторгались моря, оставившие толщи эвапоритов и комплекс Карру. В средней юре произошли мощные излияния платобазальтов, а затем начался распад Гондваны и стали определяться контуры современного Африканского континента. Еще один важный этап в развитии региона – появление в кайнозое (олигоцене) Восточно-Африканской рифтовой системы в связи с подъемом из мантии мощных тепловых потоков, формировавших «термальные купола», которые обусловили рост крупных поднятий, образование гор и грабенов. Сопровождавшие эти процессы вновь формирующиеся разломы часто наследовали древние структуры. Высокая современная сейсмичность свидетельствует о значительной нестабильности территории и в настоящее время.

Таким образом, в современном геологическом строении региона участвуют три структурных этажа – докембрийский фундамент, позднепалеозой-мезозойский платформенный чехол и кайнозойский рифтовый комплекс.

Фундамент обнажен только в эрозионных окнах сложной формы, площадь которых не превышает 30% территории страны. Его слагают архейские (гнейсы, мигматиты амфиболитовой, реже гранулитовой фаций метаморфизма) и раннепротерозойские (кварциты, слюдяные и графитовые сланцы, мраморы) комплексы пород, разделенные позднепротерозойскими складчатыми поясами, заполненными офиолитовыми ассоциациями (ультрабазиты, габброиды, амфиболиты, метавулканиты), глубоководными песчано-глинистыми осадками, известково-щелочными вулканическими комплексами. С последними пространственно ассоциируют интрузии диорит-гранодиоритового состава, возраст которых 800 (и более?)–600 млн лет. В интервале 700–500 млн лет вулканогенно-осадочные толщи поясов подверглись многофазным деформациям (складчатость, чешуйчато-надвиговые структуры), сопровождавшимся мигматизацией и внедрением посттектонических калиевых гранитов.

Все известные проявления золота приурочены к областям выхода на поверхность древнего фундамента, где группируются в обособленные рудные районы, объединяющие небольшое количество средних и мелких по запасам месторождений и множество рудопроявлений. Рудные тела представляют собой зоны и штокерки жил и прожилков разного размера в верхнепротерозойских метаморфических и интрузивных породах, большинство которых малосульфидного кварцево-жильного типа. В качестве источников золота рассматривается мантия, а также нижние и средние части земной коры. К благоприятным факторам локализации золоторудных районов и узлов такого типа относят участки наличия определенных геологических формаций (коматиит-толеитовой, риолит-базальтовой, базальт-андезит-дацит-риолитовой, перидотит-пироксенит-габбро-норитовой, железисто-кремнисто-сланцевой, эвапоритовой, кремнисто-карбонатной, черносланцевой), зоны и узлы пере-

сечения глубинных разломов, крупные палеоструктуры, вулканические постройки, палеодепрессии, ареалы малых интрузий и даек [1–3, 7]. Россыпные месторождения формировались в результате разрушения коренных тел и встречаются в большинстве современных водотоков.

Платформенный чехол, скрывающий фундамент на большей части страны, в нижних частях представлен флювиогляциальными толщами позднего палеозоя – триаса (300–400 м), заполняющими эрозионные и тектонические депрессии в рельефе фундамента, а выше – глинисто-карбонатными прибрежными и мелководными юрскими и нижнемеловыми осадками. На востоке страны разрез дополнен прибрежно-лагунными отложениями позднего мела и карбонатными толщами палеоцена – среднего эоцена.

Особенность геологического строения региона – широкое развитие образований кайнозойского рифтогенного комплекса. В плиоцен-четвертичное время на ранней стадии рифтогенеза здесь произошло интенсивное излияние базальтов из многочисленных вулканов и сформировались обширные покровы на Эфиопском и Сомалийском нагорьях. В рифтах извергались субщелочные и толеитовые базальты, накапливались толщи туфов и игнимбритов щелочных риолитов. В районе Афара отмечено резкое (в 2–3 раза) утонение земной коры.

На существующих геологических картах разломная тектоника отражена крайне слабо и не позволяет выделять позицию и границы глубинных зон разных рангов. Практически полностью отсутствуют сведения о позиции разновозрастных очагов активизации в мантии и земной коре, которые являются основной движущей силой рудных процессов [1].

Исходя из изложенного, задачами дистанционного прогноза при оценке золотоносного потенциала региона следует считать:

создание на базе доступных космических съемок и результатов их трансформаций дистанционной основы для крупных участков выхода на поверхность фундамента платформы;

уточнение имеющейся и извлечение новой (не фиксируемой традиционными методами) информации об особенностях геологического строения этих участков;

формирование дистанционных прогнозно-поисковых моделей для оконтуривания благоприятных площадей локализации рудных таксонов в рангах «район» и «узел».

Наиболее очевидная сложность работ такого рода – в древности прогнозируемого оруденения, связанного с доплатформенными этапами активизации региона. Выделение рудоконтролирующих структур требует сложных процедур по их визуализации и ранжированию в условиях проявления пострудных активизаций и наличия обширных кайнозойских и современных вулканических покровов.

Используемая нами технология дистанционного прогноза (рис. 2) предусматривает формирование ГИС-проектов, в которых:

пространственно совмещаются первичная дистанционная (фотопланы из снимков «Ландсат», цифровой рельеф) и традиционная (геологические карты, схемы полезных ископаемых) информация;

выполняются многочисленные трансформации этих материалов с помощью компьютерных программ для усиления, фильтрации и обобщения особенностей ландшафта, устранения посторонних «шумов» и т.д;

проводится визуальное и автоматизированное дешифрирование всех видов информации для уточнения приповерхностного и глубинного тектонического строения площади с ранжированием выделенных линейных и блоковых структур по масштабу, степени проявления, характеру взаимоотношений;

устанавливаются позиции древних подкоровых и внутрикоровых очагов тектономагматической активизации с классификацией их по глубине заложения и характеру взаимоотношений;

оконтуриваются участки аномального изменения современных ландшафтов под действием разноглубинных тектономагматических и гидротермальных процессов;

осуществляются качественный и количественный анализы полученных данных и сопоставление их с имеющимися традиционными материалами.

Окончательная информация обобщается и выносится на специализированную космоструктурную схему в виде фрагментов крупных линейных

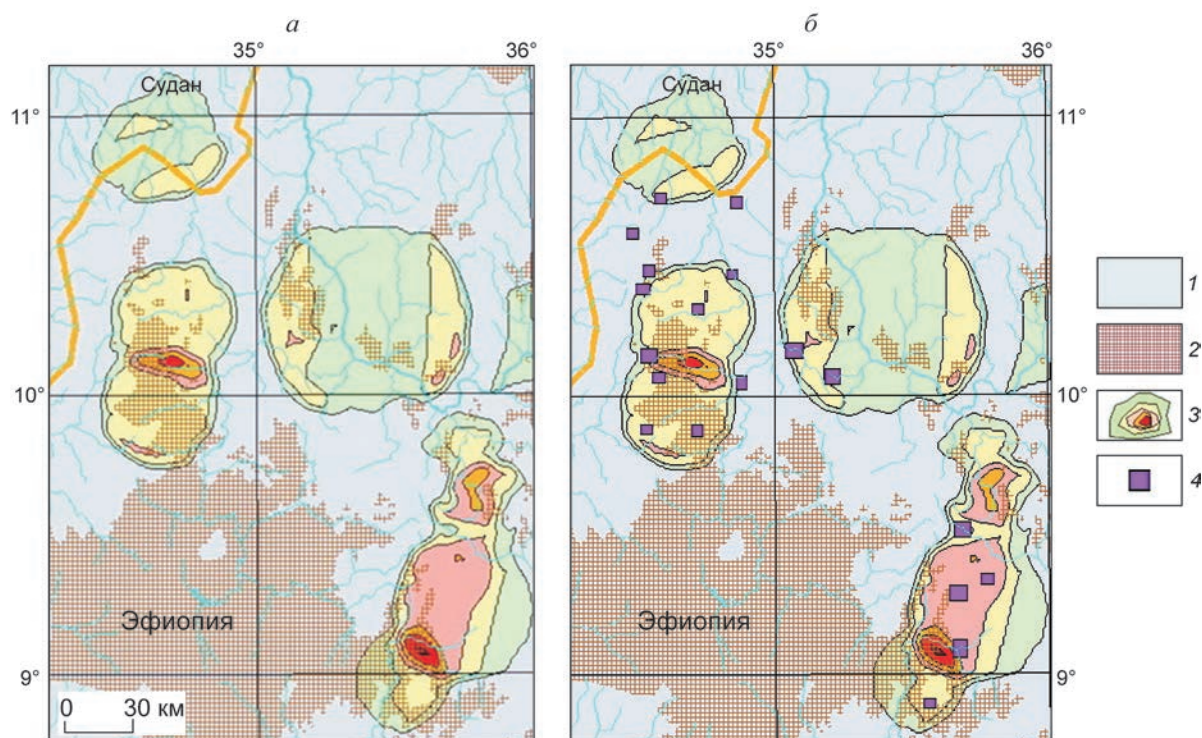


Рис. 4. Позиция благоприятных для локализации золоторудных районов участков по интенсивности аномального присутствия благоприятных дистанционных признаков:

1 – архей-протерозойские формации древнего основания платформы; 2 – фанерозойские осадочные и вулканические формации платформенного чехла; 3 – участки аномального присутствия благоприятных дистанционных признаков; 4 – позиция известных коренных рудопроявлений и месторождений золота относительно благоприятных участков, выделенных в результате анализа дистанционных материалов

аментов различных простираний, границ тектонических зон континентального, регионального и районного рангов. В качестве новой, обычно не отражаемой на существующих геологических картах информации приводятся проекции на поверхность разноглубинных очагов активизации, морфологические и структурные особенности которых позволяют ранжировать их по генезису, возрасту и влиянию на процессы рудообразования.

Результаты прогнозной оценки участка площадью 200 000 км² на западе Эфиопии показаны на рис. 3. Использована прогнозно-поисковая модель для оконтуривания участков благоприятных для локализации золоторудных таксонов в ранге «район». Она составлена по результатам анализа дистанционных материалов среднего разрешения (фотопланы из снимков «Ландсат», цифровой рельеф) и фиксиру-

ет участки наиболее вероятной вертикальной миграции рудоносных флюидов в земной коре с осаждением золота из них в благоприятных формациях. Это:

площади над тектоническими зонами континентального ранга северо-восточного и субмеридионального простираний;

площади над тектоническими зонами регионального ранга северо-западного и север-северо-восточного простираний;

площади над очагами активизации в верхних частях мантии, которые разделены на два класса – наиболее благоприятные и менее благоприятные;

площади над очагами активизации в нижних частях земной коры, которые по степени проявленности и геологической позиции разделены на три класса – наиболее благоприятные, благоприятные и менее благоприятные;

участки развития формаций с благоприятными условиями для рудоотложения (из-за слабой фотогеничности формаций этот признак уточнялся с привлечением геологической карты).

Перспективные участки для локализации золоторудных районов оконтурены по изолинии минимального аномального присутствия благоприятных признаков (рис. 4, а). Количество следующих изолиний в их пределах косвенно свидетельствует о ресурсном потенциале каждой аномалии.

В качестве отрицательного признака использованы площади распространения фанерозойского чехла. Они не включены в прогнозные модели и наложены на итоговые результаты построений, что дает возможность наглядно оценить доступность перспективных участков для наземных поисков.

Полученная информация полезна при принятии решений о выборе лицензионных участков для наземных поисковых работ, которые целесообразно сопровождать анализом дистанционных материалов более детального разрешения, что позволит выявить локальные приповерхностные очаги активизации. По результатам анализа может быть создана дистанционная модель для выделения участков благоприятных для локализации рудных таксонов в ранге «узлов».

Чтобы оценить достоверность дистанционного прогноза на схему (см. рис. 4, б) вынесены известные коренные месторождения и рудопроявления золота, заимствованные с карты «Location of Gold deposits and occurrences in the Western Ethiopia» м-ба 1:2 000 000.

Предложенная модель является лишь первым опытом прогноза руд этого типа и ее необходимо совершенствовать путем изучения других эталонных площадей с привлечением более обширной геолого-геофизической информации. Кроме того, модель открыта для включения новых благоприятных признаков, визуализация которых проведена на основе любых дополнительных материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Золоторудные гиганты России и мира* / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др. – М.: Научный мир, 2000.
2. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В.Рундквиста. – Л.: Недра, 1986.
3. *Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М.: Недра, 1988.
4. *Серокуров Ю.Н.* Использование космических снимков для целей прогнозирования рудоносности территорий // Советская геология. 1991. № 10. С. 22–27.
5. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Опыт использования дистанционной информации для оценки золотоносного потенциала Восточных Саян // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М., 2008. Вып. 5. Т. 1. С. 386–390.
6. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Макаров Д.В.* Рудоносный потенциал Анабарского щита по материалам дистанционного зондирования // Руды и металлы. 2002. № 2. С. 7–14.
7. *Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К.* Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов. – М.: МГГРУ, 2003.
8. *Foster R.P., Piper D.P.* Archean lode gold deposits in Africa: Crustal setting, metallogeneses and cratonization // Ore Geology Reviews. 1993. P. 303–347.
9. *Jelenc D.A.* Mineral occurrences of Ethiopia. – Addis Abeba, 1966.

Серокуров Юрий Николаевич,
доктор геолого-минералогических наук
idpr@yandex.ru

Калмыков Виктор Дмитриевич
kalmykov-v@yandex.ru

REMOTE SENSING-BASED EXPLORATION MODEL FOR GREENSTONE BELT LOCALIZED GOLD MINERALIZATION, WESTERN ETHIOPIA

**Yu.N.Serokurov,
V.D.Kalmykov**

Based upon analysis of the medium-range resolution remote sensing data, an exploration model is developed for contouring of areas favorable for localization of the gold targets within a greenstone belt of Western Ethiopia. New prospective areas are localized.

Key words: gold, remote sensing, greenstone belt, Western Ethiopia.

СРАВНЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ТЕХНОЛОГИИ КУЧНОГО БАКТЕРИАЛЬНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ С ТРАДИЦИОННОЙ ФЛОТАЦИОННО-ЦИАНИСТОЙ ПЕРЕРАБОТКОЙ УПОРНОЙ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ МЕДНО-ЦИНКОВОЙ РУДЫ

Г.В.Седельникова,
Д.Х.Ким,
Н.В.Ибрагимова

ФГУП Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов,
г. Москва

Сопоставлены две технологии переработки комплексной упорной золото-сульфидной руды, содержащей цветные металлы. Показано, что применение традиционной технологии флотационного обогащения с получением медного и цинкового концентратов и последующим доизвлечением золота из хвостов флотации методом цианирования не обеспечивает полноту извлечения главного полезного компонента. Наличие упорного (тонко вкрапленного в сульфиды) золота в хвостах флотации обуславливает необходимость предварительного окисления сульфидов и «вскрытия» золота. Испытана и рекомендована гидрометаллургическая технология переработки руды, включающая кучное бактериальное окисление с извлечением цветных металлов из бактериальных растворов в товарную продукцию и кучное выщелачивание золота из остатков биоокисления. Повышены показатели извлечения золота и цветных металлов.

Ключевые слова: Au, Cu, Zn, упорная руда, флотация, цианирование, кучное биоокисление.

Выбор технологии переработки комплексных руд, содержащих одновременно золото и цветные металлы, зависит от концентрации и форм нахождения металлов, минерального состава и технологических свойств руд, экологических требований и других факторов. Золото-медные руды (содержание Au выше, чем Cu) обычно перерабатывают методом цианирования, медно-золотые (содержание Cu выше, чем Au) – методом флотации с последующей плавкой медных концентратов на пиromеталлургических заводах. В некоторых случаях хвосты флотации с высоким содержанием Au подвергают цианиро-

ванию [8]. Наличие в комплексных рудах упорного золота, тонко вкрапленного в сульфиды, преимущественно арсенопирит и пирит, а также низкая эффективность его извлечения цианированием руды и продуктов ее переработки определяют необходимость применения нетрадиционных методов извлечения металлов.

Для вскрытия тонкодисперсного золота из упорного сульфидного золотосодержащего сырья в мире используются пиromеталлургические (обжиг, плавка) и гидрометаллургические (автоклавное и бактериальное окисление) методы. Последние пользуются предпочтением. Бакте-

риальное и автоклавное окисление золотосодержащих сульфидов как предварительная операция вскрытия упорного золота перед выщелачиванием его из продуктов биоокисления применяется в промышленности с 1986 г. и в настоящее время привлекает пристальное внимание исследователей. Наиболее перспективно, экологически безопасно и менее затратно (наименьшие капитальные и эксплуатационные расходы) – бактериальное выщелачивание. Данные из мировой практики применения бактериального и автоклавного выщелачивания, состав перерабатываемого сырья, преимущества и недостатки каждого метода, экономические показатели процессов, а также результаты исследований ЦНИГРИ и перспективы использования бактериального окисления для переработки упорных золото-сульфидных концентратов отечественных месторождений приведены в работе [3].

Сейчас в мире успешно функционируют >20 установок по переработке упорных золотосодержащих концентратов в Австралии, ЮАР, Перу, Гане, Китае, Казахстане, Узбекистане, России и других странах. Начиная с 2000 г. построено 14 биозаводов, из них семь – в Китае. Это позволило Китаю вовлечь в переработку крупные месторождения упорных руд и выйти на первое место в мире по добыче золота. В России с 2000 г. работает только одно промышленное предприятие с использованием биогидрометаллургической технологии BIONORD® для переработки сложных пирротиновых золото-мышьяковых концентратов, полученных при обогащении руд Олимпиадинского месторождения, – ЗАО «Полюс» [4].

Технология чанового бактериального выщелачивания применяется в основном для переработки концентратов. Биоокисление бедных руд и техногенного сырья проводится с использованием более дешевого метода – кучного бактериального окисления.

В 1988 г., вследствие сокращения запасов окисленных и увеличения сульфидных руд золота на руднике Gold Quarry, компания Ньюмонт начала лабораторные исследования процессов биоокисления. Опытные-промышленные испытания биотехнологии стартовали в 1990 г., и по

результатам испытаний было принято решение о постройке промышленной кучи и ее переработке. В конце 1999 г. компания получила первое золото. Рудник успешно эксплуатируется и сейчас. В процессе кучного бактериального выщелачивания участвует ассоциация мезофильных, умеренно термофильных и термофильных микроорганизмов. При этом на ранних этапах исследований куча инокулировалась бактериями *Acidithiobacillus ferrooxidans*, *Leptospirillum* и *Sulfobacillus*. Однако с увеличением размера кучи стали возникать высокотемпературные зоны, где разогрев доходил до 80°C, и в инокуляты были введены термофильные археи *Acidianus*, *Metallosphaera*, *Sulfolobus*. Продолжительность кучного биоокисления 90–250 дней и зависит от вида перерабатываемого сырья. Извлечение Au при последующем цианировании по методу CIL находится на уровне 53,8% [7, 10].

Компанией Geo Biotics разработана и запатентована технология GEOCOAT™, предназначенная для переработки сульфидных концентратов благородных или цветных металлов методом кучного биовыщелачивания [9]. В качестве инокулята используются мезофильные *Acidithiobacillus ferrooxidans*, *Acidithiobacillus thiooxidans*, *Leptospirillum ferrooxidans*, а также термофильные археи *Sulfolobus* и *Acidianus*. Данная технология с успехом применяется компанией African Pioneer Mining's на руднике Agnes, Южная Африка. Продолжительность кучного бактериального выщелачивания 60–75 дней.

Кучное бактериальное выщелачивание изучено для переработки упорной золото-сульфидной (арсенопирит, пирит) руды с массовой долей сульфидов 3–4%, карбонатов 1,5–2,5% [1]. Дробленая руда крупностью -10 мм подвергалась предварительному закислению серной кислотой, расход которой составил 31–35 кг/т. При продолжительности выщелачивания 420 сут степень окисления арсенопирита 55–75%, пирита 31–52%. Остатки кучного биоокисления доизмельчали до крупности -0,1 мм и подвергали цианированию при Ж:Т=2:1. Показано, что извлечение Au зависит от степени окисления арсенопирита. Активное вскрытие золота происходит в первые 130–175 сут, затем процесс замедляется. При наибольшей степени окисле-

ния арсенопирита извлечение Au составляет 73–75%.

Кучное бактериальное окисление использовано для извлечения цветных металлов из цинковой медьсодержащей руды одного из месторождений Казахстана. Основные сульфидные минералы руды – пирит (7%), сфалерит (4%), халькопирит (0,2%). Микробиологическое выщелачивание руды проводилось с использованием автотрофной смешанной культуры бактерий *Acidithiobacillus ferrooxidans* и *Acidithiobacillus thiooxidans*, предварительно адаптированных к исходному сырью. В результате кучного биовыщелачивания руды крупностью -5 мм в течение 140 сут степень окисления основных сульфидов составила, %: пирита 50, сфалерита 74. В бактериальный раствор перешли Zn 75% и Cu 35%. Медь осаждали цинком после предварительной очистки раствора от железа, цинк – карбонатом натрия. Извлечение Zn из раствора составило более 99% [5].

Финская компания Talvivaara Mining CompanyPc. разработала технологию кучного бактериального выщелачивания никеля и сопутствующих ему цветных металлов (Co, Cu, Zn) из полиметаллической руды месторождения Talvivaara с запасами руды 642 млн т со средней массовой долей Ni 0,23, Cu 0,13, Co 0,02, Zn 0,51%. Главные сульфидные минералы – пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит и петландит, суммарная массовая доля которых составляет в среднем 21%. До последнего времени месторождение оставалось не востребуемым из-за низкого качества руды, и его эксплуатация с использованием общепринятых (главным образом пирометаллургических) методов экономически не оправдывалась. На основании выполненных ранее в исследовательском центре компании Outokumpu технологических изысканий был составлен проект предприятия с ориентацией на технологию кучного бактериального выщелачивания металлов с годовой производительностью по Ni до 50 тыс. т. Предусмотренная проектом технолого-аппаратурная схема включает горные работы, дробление, кучное бактериальное выщелачивание и извлечение Ni, Cu, Zn и Co из растворов осаждением сероводородом с получением соответствующей товар-

ной продукции. Бактерии, используемые в процессе биовыщелачивания на Talvivaara, присутствуют и развиваются в исходной руде. Они являются эндемическими, хорошо приспособлены к условиям окружающей среды, что существенно повышает эффективность рассматриваемой технологии. Полученные продукты характеризуются высоким качеством при извлечении из растворов близким к 100%. На опытных установках из руд извлекается до 96–98% металлов [2].

Кучное бактериальное выщелачивание сульфидной никелевой руды месторождения Mojiang в китайской провинция Юньнань (запасы 4 млн т руды с содержанием Ni 0,5 и As 0,34%) проводится аборигенными адаптированными мезофильными и умеренно термофильными микроорганизмами при температуре в пределах 38–55°C в зависимости от сезона. Результаты пилотных испытаний показали, что извлечение Ni в раствор в промышленных масштабах должно составить 70% при продолжительности выщелачивания один год [6].

Анализ исследований и практики переработки бедных упорных руд показал продуктивность кучного бактериального выщелачивания как метода окисления сульфидов и вскрытия тонковкрапленных металлов при использовании высокоэффективных штаммов термофильных, умеренно термофильных или мезофильных бактерий, образующих ассоциации. Благородные и цветные металлы извлекаются в товарную продукцию в процессе дальнейшей переработки бактериальных растворов и твердых остатков биоокисления.

Методы исследований. Химический состав руды анализировался пробирным, химическим, масс-спектрометрическим и атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой методами. Формы нахождения золота и цветных металлов определялись с помощью количественного фазового и рентгеноструктурного анализов, минералогических исследований и электронной микроскопии. Кроме того, изучались физико-механические и технологические свойства руды: коэффициент фильтрации, пористость, влагоемкость, гранулометрический состав. Исследования флотационного обогащения руды проводились по схеме селективной флотации с

применением традиционного реагентного режима.

Для окисления сульфидов использовалась ассоциация мезофильных и умеренно термофильных бактерий, имеющих в лаборатории биотехнологии ЦНИГРИ (*Acidithiobacillus ferrooxidans*, *Acidithiobacillus thiooxidans*, *Leptospirillum* (*L. ferrooxidans*), а также архебактерии, принадлежащие к роду *Ferroplasma*), способные действительно окислять упорные золотосодержащие сульфиды в условиях кучного бактериального выщелачивания.

В периодическом режиме при низкой плотности пульпы (начиная с 2–3% твердого и постепенно доводя до 10%) осуществлялась адаптация бактерий к вещественному составу упорной руды. Адаптация микроорганизмов к условиям кучного бактериального выщелачивания проводилась в перколяторах. Эффективность адаптации штаммов бактерий оценивалась по изменению pH, Eh, концентрациям Fe^{2+} и Fe^{3+} в жидкой фазе, количественной и качественной характеристикам биомассы в бактериальных растворах и другим параметрам, характеризующим активность микроорганизмов, а скорость адаптации – по минимальному числу пересевов, необходимых штамму для достижения максимальной скорости роста и активности окисления субстрата.

Кучное бактериальное выщелачивание окомкованной руды выполнялось в перколяторах в инфильтрационном режиме орошения. В качестве питательной среды для нормального роста и развития бактерий использовалась разбавленная в четыре раза среда Сильвермана и Лундгрена (среда 9К/4). В процессе выщелачивания контролировались основные технологические и микробиологические параметры бактериального окисления сульфидных минералов: интенсивность орошения, pH и Eh среды, концентрации металлов в выщелачивающих растворах (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cu, Zn и др.). Качественный и количественный учет бактерий в бактериальных растворах осуществлялся методом прямого подсчета клеток под световым микроскопом с фазо-

во-контрастной приставкой и методом посева в десятикратных разведениях на селективные среды.

Опыты по агитационному цианированию остатков кучного биоокисления упорной руды выполнялись с параллельными навесками по 200 г при продолжительности цианирования 24 ч. Кучное выщелачивание золота из остатков биоокисления проводилось в перколяторах в инфильтрационном режиме орошения в течение 12 сут с использованием цианидных и тиомочевинных растворов.

Состав руды, формы нахождения золота и цветных металлов. Объект исследований – упорная золото-сульфидная медно-цинковая руда месторождения Северокавказского региона РФ. Химический состав руды по основным компонентам, %: 21,6 SiO_2 , 2,9 Al_2O_3 , 3,5 Fe, 5,6 MgO, 7,1 CaO, 8,2 $S_{общ}$, 4,2 S_s , 0,05 $C_{орг}$, 0,61 Cu, 1,15 Zn, 0,33 Pb, <0,01 As, 0,017 Sb; 2,6 Au, 40,7 г/т Ag. Главный ценный элемент в руде – Au, попутные – Ag, Cu и Zn. Содержание вредных примесей As и Sb низкое (<0,01 и 0,017% соответственно). Содержание сульфидной серы 4,2%. Значительная массовая доля серы (порядка 50%) представлена сульфатной формой и связана с баритом. Фазовым анализом цветных металлов установлено, что массовая доля окисленных минералов Cu составляет ~4, Zn – 14,3%. Таким образом, изучаемая руда является сульфидной и незначительно затронута процессами окисления. По данным фазового анализа, выполненного при крупности материала -0,074 мм (90%), в руде практически отсутствует свободное золото (0,3%), в открытых сростках (цианируемое) – 53,5%. Большое количество Au (46,2%) находится в упорной форме, из них 42,7% – в сульфидах, 3,5% – породообразующих минералах (табл. 1).

Минеральный состав руды, %: 33 барит, 31 карбонаты, 19 кварц, 4 серицит, 1 хлорит, 5,8 пирит, 1,2 халькопирит, 1,5 сфалерит, 0,5 галенит, 3 гидроксиды железа¹ (рис. 1). Помимо перечисленных главных минералов, в пробе обнаружены сульфиды меди (борнит, дигенит), серебросодержащая блеклая руда, ультратонкие (1–2 мкм)

¹ Исследования выполнены канд. геол.-минер. наук, зав. отделом минералогии и изотопной геохимии С.Г.Кряжевым, (ФГУП ЦНИГРИ).

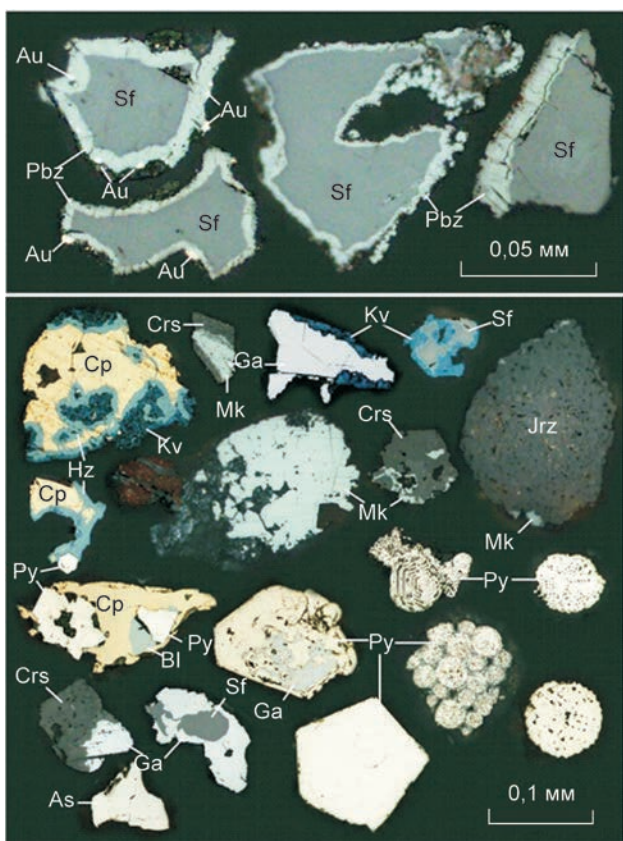


Рис. 1. Рудные минералы в монтированных аншлифах:

Py – пирит, Ga – галенит, Sf – сфалерит, Cp – халькопирит, As – арсенопирит, Bl – блеклая руда, Hz – халькозин, Kv – ковеллин, Crs – церуссит, Jrz – ярозит, Pbz – полибазит, Mk – маккинстриит, Au – низкопробное самородное Au (кюстелит)

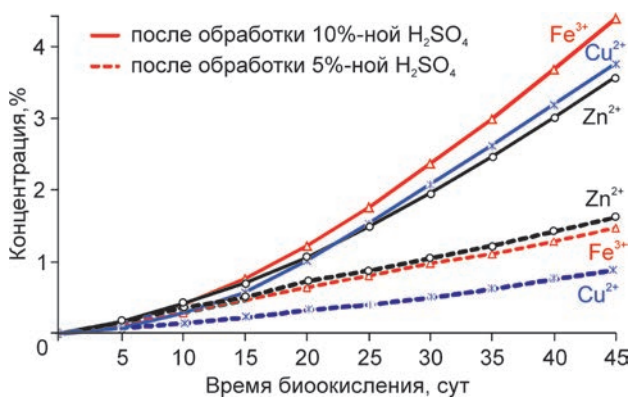


Рис. 2. Влияние концентрации серной кислоты при закислении окомкованной руды на концентрацию металлов в бактериальном растворе кучного биоокисления

1. Результаты фазового анализа золота в руде

| Формы нахождения золота | Содержание Au, г/т | Распределение Au, % |
|--|--------------------|---------------------|
| Au свободное | 0,01 | 0,3 |
| Au в виде открытых сростков | 1,53 | 53,5 |
| Au, заключенное в сульфидах | 1,22 | 42,7 |
| Au, заключенное в породообразующих минералах | 0,10 | 3,5 |
| Итого: золото в исходной руде | 2,86 | 100 |

2. Физико-механические характеристики исходной и окомкованной руды

| Параметры | Руда | |
|--|----------|--------------|
| | исходная | окомкованная |
| Средняя плотность, ρ , т/м ³ | 3,20 | 2,94 |
| Объемная масса окатышей (по сухому), γ , т/м ³ | 2,18 | 1,78 |
| Коэффициент разрыхления окатышей, K_p , ед | 1,46 | 1,65 |
| Общая пористость окатышей, σ , % | 31,5 | 39,40 |
| Полная влагоемкость окатышей, W_o , % | 14,4 | 23,87 |
| Коэффициент фильтрации окатышей, K_{ϕ} , м/сут | <1 | 213 |

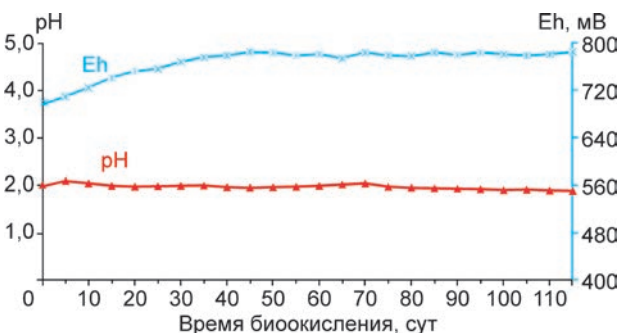


Рис. 3. Изменение pH и Eh в процессе кучного биоокисления руды

выделения самородного золота (10 золотин), в том числе в сростках с галенитом, халькопиритом, баритом, доломитом и другими минералами, и полностью закрытое (тонковкрапленное) золото (пять золотин) в халькопирите, кварце, барите, доломите.

Физико-механические свойства и окомкование руды. Сравнительными испытаниями по прямому и сорбционному цианированию руды установлено, что она не обладает сорбционной активностью и может подвергаться кучному выщелачиванию. Но изучение физико-механических свойств руды (табл. 2) показало: она характеризуется низким коэффициентом фильтрации (<1 м/сут) и плохо подходит для кучного бактериального выщелачивания. Поэтому проводилось предварительное окомкование. Дробленая до крупности -5 мм руда окомковывалась с известью (2 кг/т), что позволило получить прочные окатыши, не разрушающиеся в процессе кучного бактериального выщелачивания в сернокислой среде. Общая пористость окомкованной руды повысилась с 31,5 до 39,4%, полная влагоемкость – с 14,4 до 23,87%. Коэффициент фильтрации окомкованной руды увеличился до 213 м/сут, и это обеспечило создание благоприятных условий для осуществления инфильтрационного режима выщелачивания, при котором в порах руды сохраняется кислород, необходимый для жизнеобеспечения бактерий в процессе окисления сульфидов.

Закисление руды перед кучным биовыщелачиванием. Известно, что присутствие карбонатов до 8% положительно влияет на процесс биоокисления, так как они служат дополнительным источником углекислоты, необходимой для развития бактерий. Однако высокое содержание карбонатов в исследуемой руде (31%) обуславливает дополнительный расход серной кислоты в процессе окисления, поддерживающей оптимальный $pH=1,8-2,2$ для развития выбранных микроорганизмов. В связи с этим проводилось предварительное закисление материала 5- и 10%-ными растворами H_2SO_4 . При закислении окомкованной руды 5%-ной H_2SO_4 для получения $pH=2,3$ требуется 85–90 кг/т H_2SO_4 , однако

при дальнейшем орошении закисленной руды бактериальными растворами с $pH=1,8-2,0$ кислотность выщелачивающих растворов уменьшается и pH достигает 3,2–4,0, что значительно снижает интенсивность биоокисления сульфидов. Применение 10%-ной H_2SO_4 (с расходом 130–140 кг/т) для закисления позволило стабилизировать pH на уровне 2,0–2,2 при выщелачивании руды и обеспечить эффективное окисление сульфидных минералов. Об этом свидетельствуют рост концентрации цветных металлов и железа в бактериальном растворе (рис. 2). Продолжительность закисления руды 2–3 сут. Анализ полученных растворов после закисления и влагонасыщения руды в перколяторе выявил возможность использования сернокислого раствора с $pH=2,0-2,2$ для регенерации и приготовления бактериальных растворов для кучного биоокисления, так как при закислении руды цветные металлы практически не выщелачиваются (концентрация их в растворе не превышает 0,01–0,02 г/л).

Изменение pH и Eh . Кучное бактериальное выщелачивание окомкованной руды проводилось в перколяторах в инфильтрационном режиме орошения при следующих условиях: Т:Ж=1:2, интенсивность (плотность) орошения 0,20–0,25 м³/м²·сут, продолжительность орошения 120 сут, объем циркулирующего бактериального раствора 5 л. В качестве питательной среды для нормального роста и развития бактерий использовалась разбавленная в четыре раза среда Сильвермана и Лундгрена (среда 9К/4). В течение первых 50 сут выщелачивания руды процесс окисления сульфидов протекает наиболее эффективно, о чем свидетельствует рост Eh с 690 до 787 мВ. В первые пять суток pH возрастает с 2,0 до 2,3, затем плавно снижается до 2,0–1,8 (рис. 3). К концу выщелачивания (110–115 сут) сохраняются довольно высокий электрохимический потенциал среды и оптимальный для жизнедеятельности бактерий pH , равный 2,0–1,8.

Изменение качественного и количественного составов микроорганизмов. В бактериальных растворах определены все виды бактерий², входящие в состав выбранной ассоциации – *Acidi-*

² Исследования выполнены канд. биол. наук, старшим научным сотрудником Т.Н.Пивоваровой (ИНМИ РАН).

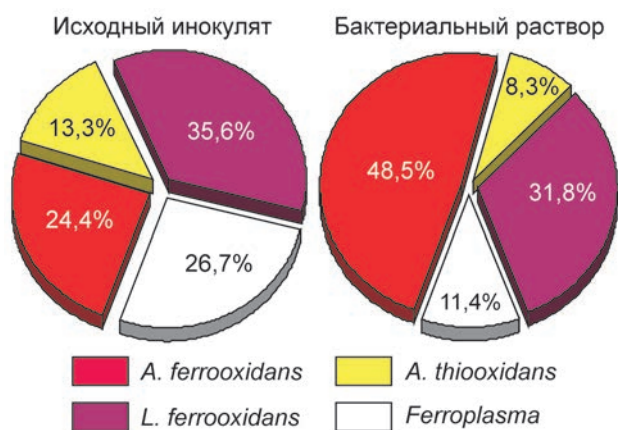


Рис. 4. Изменение состава ассоциации микроорганизмов в бактериальных растворах при кучном биоокислении золото-сульфидной руды

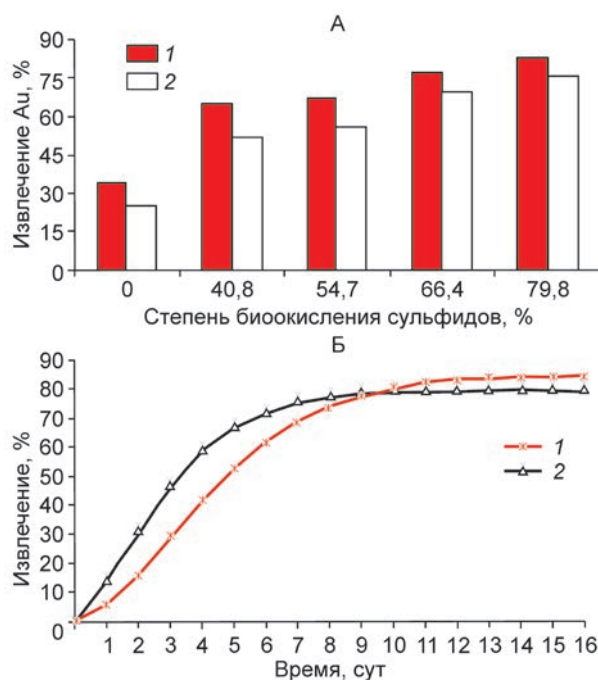


Рис. 6. Извлечение золота из твердых остатков кучного биоокисления руды агитационным цианированием и тиокарбамидным выщелачиванием в зависимости от степени окисления сульфидов (А), кучным выщелачиванием золота цианидом и тиокарбамидом (Б):

1 – извлечение цианидом; 2 – то же, тиокарбамидом

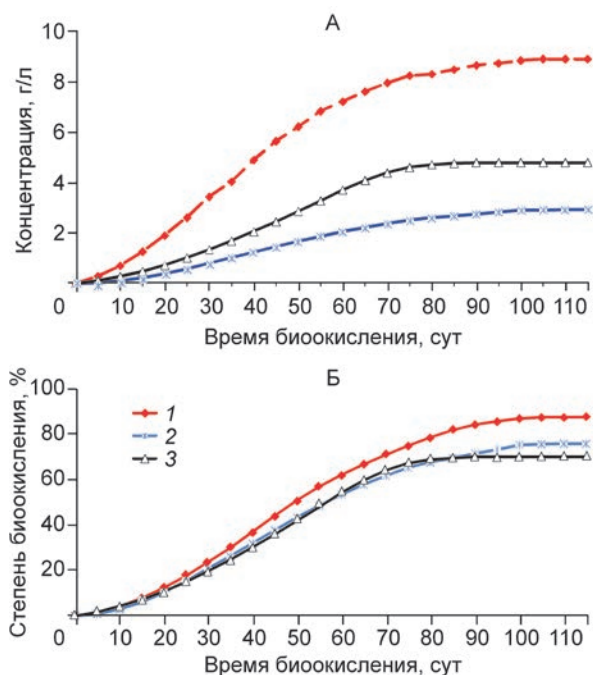


Рис. 5. Изменение концентрации металлов (А) в бактериальном растворе и степени окисления минералов (Б) в зависимости от продолжительности кучного биовыщелачивания руды:

1 – пирит; 2 – медные минералы; 3 – цинковые минералы

thiobacillus ferrooxidans, *Acidithiobacillus thiooxidans*, *Leptospirillum* (*L. ferrooxidans*), а также архебактерии, принадлежащие к роду *Ferroplasma*. Установлено, что количество клеток всех видов и родов бактерий, содержащихся в 1 мл раствора, в ходе кучного бактериального выщелачивания увеличивается. Такая положительная тенденция наращивания биомассы говорит о том, что в процессе биоокисления сульфидов и продуктов их окисления участвуют все микроорганизмы ассоциации. Доминирующий штамм бактерий при биоокислении сульфидов в условиях кучного бактериального выщелачивания – *Acidithiobacillus ferrooxidans* (рис. 4).

Изменение концентрации металлов в бактериальном растворе и степени окисления минералов. В процессе бактериального окисления сульфидов в сернокислой среде накапливаются

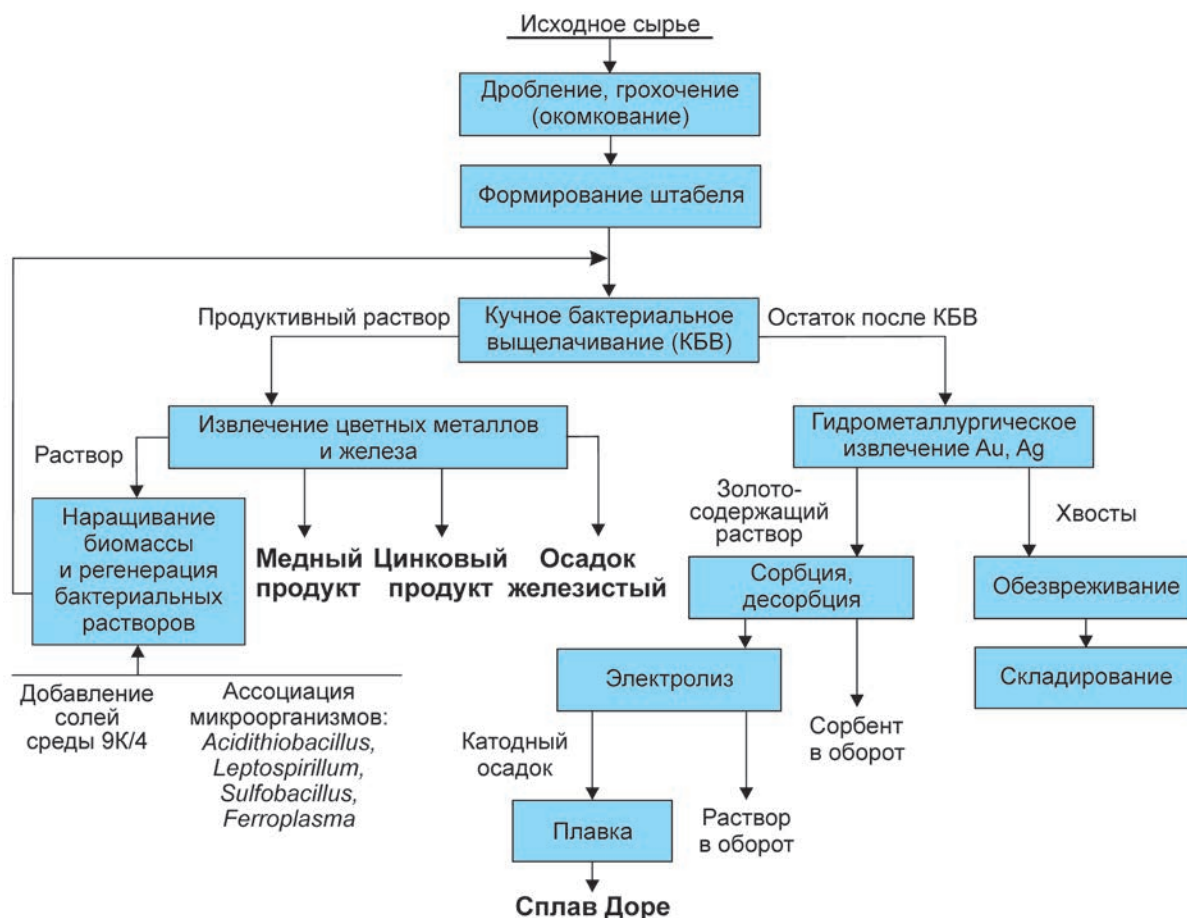


Рис. 7. Технологическая схема переработки упорной золото-сульфидной медно-цинковой руды с использованием кучного бактериального выщелачивания

ионы Fe, Cu и Zn в растворе, за исключением Pb. Галенит практически не окисляется. При выщелачивании руды в течение 110 ч концентрация металлов в бактериальном растворе достигает максимального значения, составляя 9, 2,9 и 4,8 г/л соответственно (рис. 5, А), и в исследуемой системе устанавливается равновесие. Степень биоокисления пирита (по $Fe_{\text{пиритное}}$) после 110 ч биоокисления – 87,40%, медных минералов (по Cu) – 75,78%, цинковых минералов (по Zn) – 69,90% (рис. 5, Б). Извлечение Cu из бактериального раствора проводилось методом цементации после очистки бактериальных растворов от железа. Полученная медь цементная с содержанием Cu 62,10% при извлечении 73,22% пригодна к переработке на металлургическом заводе. Цинк осаждали в виде гидроксида цинка.

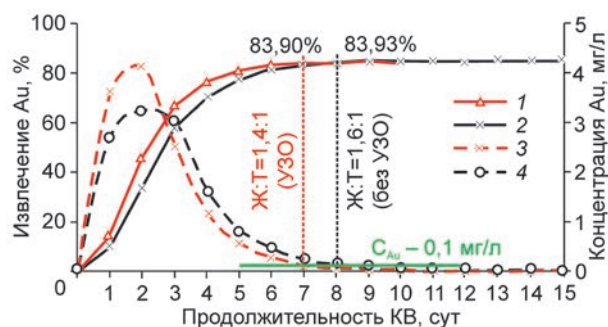


Рис. 8. Извлечение золота и концентрация его в продуктивном растворе в зависимости от продолжительности кучного выщелачивания золота из остатков биоокисления с применением УЗО рабочего раствора и без нее:

извлечение Au в продуктивные растворы: 1 – с УЗО, 2 – без УЗО; поцикловая концентрация Au в продуктивных растворах: 3 – с УЗО, 4 – без УЗО

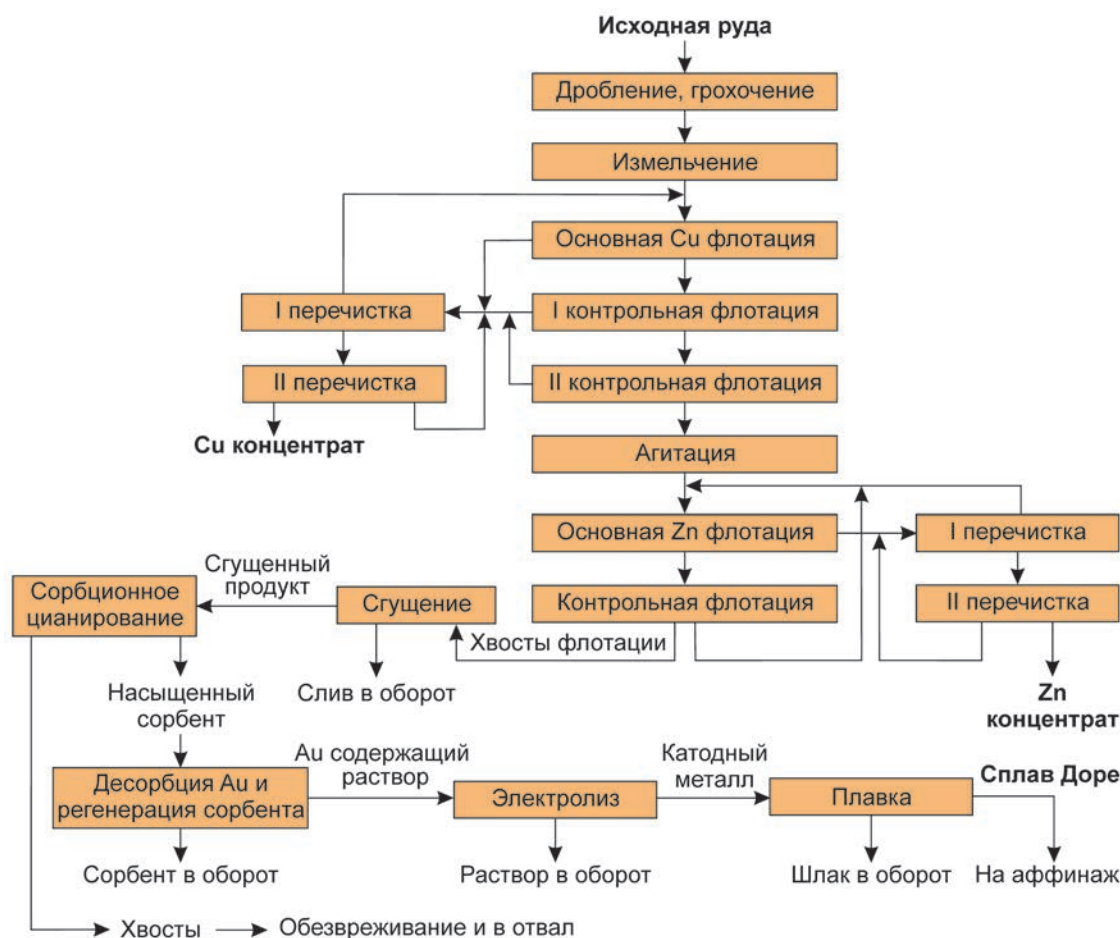


Рис. 9. Флотационно-цианистая схема переработки упорной золото-сульфидной медно-цинковой руды

Цианидное и тиокарбамидное растворение золота из остатков биоокисления. Благородные металлы концентрируются в твердых остатках кучного биоокисления и извлекаются гидрометаллургическими методами. Принимая во внимание «кислый» характер остатков биоокисления ($pH=1,8$), изучены несколько методов извлечения Au из остатков: агитационное цианирование, тиокарбамидное выщелачивание, кучное цианидное выщелачивание, кучное тиокарбамидное выщелачивание (рис. 6).

Агитационное цианирование золота из твердых остатков биоокисления проводилось после предварительной нейтрализации пульпы известью до $pH=10,5-11$. В случае тиокарбамидного выщелачивания нейтрализация не требуется, так как растворение золота протекает в кислой

среде. Как видно из рис. 6, А, чем больше окислены сульфиды и «вскрыто» упорное золото, тем больше его переходит в растворы цианидного и тиокарбамидного агитационного выщелачивания при перемешивании пульпы в течение 24 ч. С помощью агитационного цианирования остатков достигается наибольшее извлечение Au 85,8, Ag 73% при степени окисления сульфидов 79,8%. Извлечение металлов в тиокарбамидные растворы несколько ниже и составляет Au 78,0 и Ag 70,1%. Таким образом, применение кучного биоокисления по сравнению с цианированием позволяет значительно повысить извлечение благородных металлов из упорной руды – на 28,8% Au и 23,4% Ag.

Кучное выщелачивание благородных металлов из твердых остатков биоокисления также

протекало достаточно эффективно. За 10–13 сут выщелачивания в цианидный раствор извлекалось Au 84,4, Ag 76,1%, в тиокарбамидный раствор – Au 79,3, Ag 70,2% (см. рис. 6, Б). Извлечение Au с применением тиокарбамидного растворителя в обоих случаях ниже (примерно на 5%), чем цианидного. Однако в случае использования тиокарбамида не требуется нейтрализация остатков биоокисления перед растворением золота, поэтому для окончательного выбора метода растворения золота необходимо проведение технико-экономического расчета (рис. 7).

В целях повышения эффективности кучного выщелачивания золота из остатков биоокисления проводилась активация – ультразвуковая обработка (УЗО) рабочих цианидных растворов перед их поступлением в перколятор. Результаты изучения влияния ультразвуковой обработки на концентрацию золота в продуктивном растворе и извлечение Au из остатков биоокисления в зависимости от продолжительности кучного выщелачивания остатков приведены на рис. 8. Применение УЗО рабочего раствора оказывает положительное влияние на процесс: растворение золота из остатков кучного биоокисления завершается в течение 9 сут (при минимальной концентрации Au <0,02 мг/л) против 10 сут без УЗО рабочих растворов. Удельный расход цианида уменьшается с 2,13 до 1,87 кг/т при равном извлечении Au в продуктивные растворы – 84,77 и 84,73% соответственно с УЗО и без нее.

Традиционная флотационно-цианистая технология переработки руды. По вещественному составу исследуемая руда является бедной золото-сульфидной медно-цинковой, частично затронутой процессом окисления. Наличие тонковкрапленного золота в сульфидах свидетельствует об ее упорном характере. С учетом сульфидной природы руды и преимущественной ассоциации полезных компонентов с сульфидами исследована традиционная флотационно-цианистая схема переработки³ при конечной крупности измельчения -0,040 мм (95%). Технологическая схема обогащения включала следующие операции: основная медная флотация, две контрольные флотации, две перечистки с получени-

3. Сравнение технико-экономических показателей переработки упорной золото-сульфидной медно-цинковой руды по двум технологиям

| Показатели | Биотехнология (КБВ) | Традиционная флотационно-цианистая | Увеличение (+), уменьшение (-) |
|---|---------------------|------------------------------------|--------------------------------|
| <i>Содержание в руде</i> | | | |
| Au, г/т | 2,6 | 2,6 | - |
| Ag, г/т | 40,7 | 40,7 | - |
| Cu, % | 0,61 | 0,61 | - |
| Zn, % | 1,15 | 1,15 | - |
| Конечная крупность перед обогащением, мм | -5 | 90–95% -0,044 | - |
| <i>Сплав Доре</i> | | | |
| Товарные продукты | Cu цементная | Cu концентрат | |
| | Zn (гидроксид) | Zn концентрат | |
| <i>Извлечение в товарные продукты, %</i> | | | |
| Au | 84,4 | 69,6 | +14,8 |
| Ag | 76,1 | 51,5 | +24,6 |
| Cu | 73,2 | 56,0 | +17,2 |
| Zn | 64,6 | 47,5 | +17,1 |
| Объем товарной продукции в стоимостном выражении, % | 113 | 100 | +13,0% |
| Эксплуатационные расходы на 1 т руды, % | 82,5 | 100 | -17,5% |
| Прибыль от реализации продукции, % | 109,3 | 100 | +9,3% |

ем медного концентрата, основная цинковая флотация, контрольная флотация и две перечистки с получением цинкового концентрата. Использовался стандартный набор реагентов для флотации сульфидов (известь, бутиловый ксантогенат, цинковый купорос и вспениватель Т-80). Для повышения флотиремости частично окисленных сульфидов применялся сульфидизатор – сернистый натрий. Хвосты флотации с содержанием Au ~1 г/т направлялись на сорбционное цианирование для извлечения благородных ме-

³ Исследования выполнены канд. техн. наук, зав. лабораторией А.И.Никулиным и научным сотрудником Н.Н.Павловой (ФГУП ЦНИГРИ).

таллов с последующим получением сплава Доре (рис. 9). Общее извлечение Au и Ag с применением флотационно-цианистой технологии составило 69,6 и 51,5% соответственно, в том числе в медный концентрат 30,1 и 21,9%, цинковый – 4,2 и 7,4%, сплав Доре – 35,3 и 22,2%. Извлечение Cu в медный концентрат – 56,0%, Zn в цинковый – 47,5%.

В табл. 3. сопоставлены технико-экономические показатели переработки упорной золото-сульфидной медно-цинковой руды, полученные с применением кучного бактериального выщелачивания и традиционной флотационно-цианистой технологии. Современная технология кучного бактериального выщелачивания при переработке упорной сульфидной золотосодержащей медно-цинковой руды в течение 110 сут позволяет повысить извлечение Au с 69,6 до 84,4, Ag с 51,5 до 76,1, Cu с 56 до 73,2, Zn с 47,5 до 64,6%, уменьшить эксплуатационные расходы на 17,5%, увеличить объем товарной продукции на 13,0%, прибыль от ее реализации на 9,3%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кучное бактериальное выщелачивание золото-содержащих руд* / Ю.Е.Емельянов, Л.Е.Шкетова, С.С.Гудков и др. // Золотодобыча. 2013. № 1 (170). С. 5–10.
2. *Лодейщиков В.В.* Переработка никелесодержащих руд методом кучного бактериального выщелачивания. Опыт финской фирмы «Talvivaara» // Золотодобыча. 2009. № 132. С. 12–14.
3. *Седельникова Г.В.* Сравнение автоклавного и бактериального выщелачивания // Золото и технологии. 2014. № 2 (24). С. 110–115.
4. *Совмен В.К., Гуськов В.Н., Белый А.В.* Переработка золотосодержащих руд с применением бактериального окисления в условиях Крайнего Севера. – Новосибирск: Наука, 2007.
5. *Шкетова Л.Е., Копылова Н.В., Верховина В.А.* Исследования в области кучного биовыщелачивания сульфидных полиметаллических руд // Мат-лы VII Московского международного конгресса «Биотехнология: Состояние и перспективы развития». 19–22 марта 2013. Ч. 2. С. 191–192.
6. *Bioheapleaching Pilot Plant Tests on Nickel Sulphide Ore* / J.K.Wen, R.M.Ruan, G.C.Yao et al. // Proceedings of XXIV International Mineral Processing Congress. Science Press: Beijing. 2008. P. 2611–2615.

7. *Brierley J.A.* Response of microbial systems to thermal stress in heap-biooxidation pretreatment of refractory gold ores // Hydrometallurgy. 2003. Vol. 71. P. 13–19.
8. *Connelly D.* The processing of gold copper and copper gold ores with flowsheet development strategies // Proceeding of the Gold conference Alta. Australia, Perth, 2012. P. 112–122.
9. *Harvey T.J., Bath M.* The GeoBiotics GEOCOAT® Technology – Progress and Challenges // Biomining. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2007. P. 97–112.
10. *Logan T.C., Seal T., Brierley J.A.* Whole-Ore Heap Bio-oxidation of Sulfidic Gold-Bearing Ores // Biomining. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2007. P. 113–138.

Седельникова Галина Васильевна,
доктор технических наук
gsedelnikova@mail.ru

Ким Дмитрий Хаксунович,
кандидат технических наук

Ибрагимова Наталья Владимировна,
научный сотрудник

PROCESSING OF REFRACTORY SULPHIDE Au-Cu-Zn ORE: MODERN BACTERIAL HEAP LEACHING VS. TRADITIONAL CYANIDE FLOTATION

G.V.Sedelnikova,
D.Kh.Kim,
N.V.Ibraghimova

Two technologies of base metal-bearing refractory ore processing are compared. As demonstrated, the traditional flotation with Cu and Zn concentrates as an output and subsequent additional extraction of gold from the flotation tailing with cyanidation is not complete in this case. Presence of refractory (finely impregnated in sulfides) gold requires pre-oxidation of sulfides and recovery of gold. A hydrometallurgical method of ore processing is developed that includes heap biooxidation with extraction of base metals from the bacterial solution as a commercial product along with heap leaching of gold from the solid residuals. The extraction rates of gold and base metals is increased.

Key words: gold, copper, zinc, refractory ore, flotation, cyanidation, heap biooxidation.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ИК-ФУРЬЕ-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И КАЧЕСТВА АЛМАЗНОГО СЫРЬЯ

Н.Е.Анашкина

ФГБУН Институт проблем комплексного
освоения недр РАН,
г. Москва

Г.К.Хачатрян

ФГУП Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов,
г. Москва

Показано влияние структурных примесей в составе алмазов на технологические свойства и качество алмазов из россыпей Нижне-Ленского района Восточной Сибири. По содержанию структурных примесей выделены две популяции алмазов: высоко- и среднеазотная. Выявлена корреляция между содержанием структурных примесей, характером люминесценции и степенью сохранности кристаллов алмазов в россыпях.

Ключевые слова: ИК-спектроскопия, примеси в алмазе, азот, технологические свойства, люминесценция, водород.

Один из наиболее информативных методов изучения минерального состава шлиховых и технологических проб – ИК-Фурье-спектроскопия (ИКФС). В работе [14] была предложена экспрессная методика анализа пороодообразующих и аксессуарных минералов золоторудных месторождений, позволяющая идентифицировать минералы, полуколичественно оценивать относительное содержание в пробе, определять типоморфные свойства некоторых из них. Дополнительное достоинство методики – отсутствие предварительной пробоподготовки. Кроме того, отмечено, что ИК-Фурье-спектроскопия может успешно применяться для определения прозрачных минералов в шлихах при поисках месторождений алмазов [15, 18]. С ее помощью устанавливаются минеральный состав шлиховой пробы, типоморфные свойства алмаза и его спутников и на этой основе выявляются индикаторные минералы кимберлитов. Очевидно, что эта же методика может использоваться для изучения минералов алмазоносных проб при оценке их обогатимости. Например, извлечению алмаза методом рентгенолюминесцентной сепарации мешают люминесцирующие минералы –

кальцит, циркон, апатит, доломит, плагиоклаз и др., которые предварительно могут быть зафиксированы с помощью ИК-Фурье-спектроскопии.

В настоящей статье рассмотрены возможности применения ИК-Фурье-спектроскопии при исследовании технологических свойств и параметров качества алмазов. К технологическим свойствам относятся удельный вес, размер зерен, поверхностные свойства, прочностные характеристики, рентгенолюминесценция, поглощение рентгеновских лучей. Многие из этих свойств зависят от состава и концентрации примесей: структурных (азот в различных формах, водород) и фазовых (графит, карбонаты, вода, углеводороды). Поэтому изучение дефектно-примесного состава алмаза может способствовать разработке и усовершенствованию методов его извлечения. Для анализа структурных дефектов ИК-спектроскопия имеет первостепенное значение. Этот метод – количественный, неразрушающий, позволяет регистрировать шесть оптически активных центров, характерных для природных алмазов. Кроме того, в ИК-спектрах алмаза проявляются фазовые примеси минера-

лов, органического вещества и адсорбированной H_2O , отрицательно влияющие на технологические свойства сырья.

Среди структурных примесей главную роль играет азот, который в большинстве алмазов кимберлитового типа находится в А- и В-формах. Общепринятой моделью А-центров является пара смежных, замещающих углерод, атомов азота [11]. В-дефекты представляют собой четыре атома азота, тетраэдрически сгруппированных вокруг вакансии [16]. В отличие от азотных центров, в которых азот изоморфно замещает углеродные атомы, водород химически связан с углеродом алмазной решетки. Модель водородных центров (C_2H_2) включает два углеродных атома с двойной связью ($C=C$) и два присоединенных к ним атома водорода [12, 20].

Как упоминалось выше, структурные примеси влияют на многие физические свойства алмаза. С точки зрения промышленного использования наиболее ценными электронно-оптическими свойствами обладают так называемые безазотные алмазы с суммарным содержанием этой примеси $<40 \text{ at. ppm}$ (спектральные типы IIa и IIb), а среди безазотных алмазов – соответственно кристаллы, содержащие примесь бора (спектральный тип IIb). Азотные и безазотные алмазы разных типов легко различаются по ИК-спектрам, что может быть учтено при предварительной оценке качества алмазного сырья. Как показано в работе [2], при содержании азота в А-форме $>1000 \text{ at. ppm}$ происходит «тушение» люминесценции алмаза. Примесь азота в В-форме влияет на прочностные характеристики алмаза – микротвердость, работоспособность алмазного инструмента и др. [9]. Так, при высоких содержаниях В-дефектов в кристаллах их микротвердость может увеличиваться в 1,75 раза [2].

Для алмазов из реальных природных объектов взаимосвязь «состав–свойство» не однозначна. Это обусловлено неоднородностью внутреннего строения кристаллов, наличием включений, минеральных пленок, примазок, особенностями скульптуры поверхности. Более всего это относится к россыпным алмазам, претерпевшим длительное воздействие внешней среды.

Для изучения возможностей ИК-спектроскопии при оценке технологических свойств и па-

раметров качества алмаза авторы воспользовались коллекцией алмазов (93 кристалла) из триасовых россыпей Нижне-Ленского района, предоставленной Ю.М.Сибирцевым. Подобный выбор объектов не случаен, так как аналогичные кристаллы широко распространены не только в названном районе, но и во многих промышленно значимых россыпях других районов Северо-Востока Якутии (в том числе Эбеляхской алмазоносной площади) [4]. Нами исследованы кристаллы класса крупности $-2+1 \text{ мм}$ со средней массой 20,1 мг участков Булкур (26 обр.), Усат-Хая (27 обр.) и Ольховый (40 обр.).

Для алмазов этих участков характерно преобладание кристаллов ромбододекаэдрического габитуса. При этом в коллекции из россыпи Булкур доминируют черные и серые ромбододекаэдры, а также переходные между ромбододекаэдром и октаэдром формы со слоистым строением граней – V разновидность, по Ю.Л.Орлову (рис. 1, а) [7]. Среди кристаллов из россыпей Ольховый и Усат-Хая преобладают типично округлые додекаэдроиды (см. рис. 1, г) I разновидности, по Ю.Л.Орлову. Более половины кристаллов характеризуются низкой сохранностью: обломаны, расколоты, представлены бесформенными осколками (см. рис. 1, в, г), многие имеют трещины, шрамы и каверны – признаки природного травления.

В целом изученные образцы, особенно из россыпи Булкур, отличаются повышенным относительным содержанием двойников и сростков, в основном относящихся к алмазам VII разновидности, по Ю.Л.Орлову (см. рис. 1, б). Коллекция из россыпи Булкур состоит преимущественно из окрашенных индивидов. Преобладает окраска черная, серая, серо-коричневая, обусловленная включениями графита, а также дымчатая и коричневая, связанная с пластическими деформациями. Отмечается повышенное количество ожелезненных кристаллов. В алмазах из россыпей Усат-Хая и Ольховый доля окрашенных не превышает 50% от общего количества кристаллов каждой из выборок. По внешним признакам и кристалломорфологическим свойствам изученные алмазы сходны с алмазами из этих же россыпей, охарактеризованными ранее [3, 4].

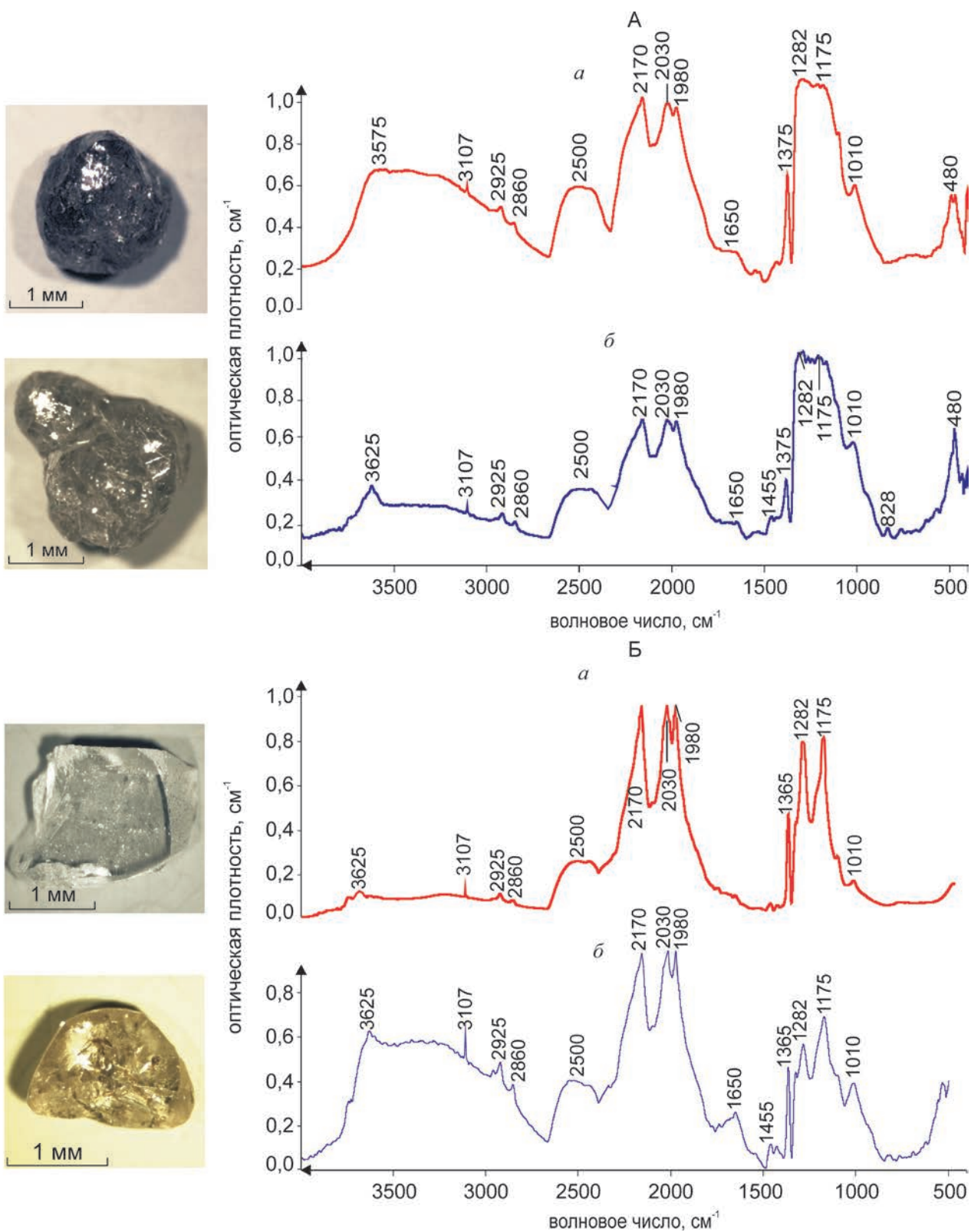


Рис. 1. Характерный облик алмазов высокоазотной (А) и среднеазотной (Б) популяций и их ИК-спектры: пояснения в тексте

Основным методом исследования была ИК-Фурье-спектроскопия. Спектры кристаллов регистрировались на приборе марки Nicolet 380 с микроосветительной приставкой фирмы Karl Zeiss в диапазоне $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ и микроскопом Centaurus компании THERMO Scientific в диапазоне $650\text{--}4000\text{ см}^{-1}$. Концентрации структурных дефектов оценивались по ИК-спектрам, согласно методике [13]. Дополнительно изучались кристалломорфологические особенности образцов – целостность, трещиноватость, габитус, скульптура поверхности, окраска, прозрачность, наличие включений. Кроме того, определялось свечение образцов в УФ-лучах (длина волны 365 нм).

По характеру ИК-спектров алмазная коллекция представлена исключительно типом Ia, безазотные разности (тип IIa) среди них не обнаружены. ИК-спектры (см. рис. 1) состоят из нескольких систем спектральных линий. Полосы поглощения в области $1900\text{--}2600\text{ см}^{-1}$ обусловлены собственными колебаниями кристаллической решетки алмаза [9]. Согласно работе [5], система линий 2860 , 2930 и 2960 см^{-1} связана с колебаниями CH_3^- и CH_2^- – групп алифатических структур (предельные углеводороды или их фрагменты). Судя по тому что указанные линии присутствуют даже в спектре бесцветного прозрачного осколка кристалла без видимых поверхностных загрязнений (см. рис. 1, в), можно предполагать наличие углеводородных фаз внутри кристалла. Широкая диффузная полоса с максимумом $\sim 3400\text{ см}^{-1}$ и сопряженная с ней линия $\sim 1650\text{ см}^{-1}$ связаны с поглощением ОН-групп, вероятно, входящих в состав адсорбированной H_2O [5]. Последняя может входить как в состав минеральных фаз, выполняющих каверны и трещины на поверхности кристаллов алмаза, так и, подобно углеводородам, находиться внутри кристалла. Группа линий в области $3700\text{--}3600\text{ см}^{-1}$, по-видимому, связана с примесями глинистых минералов [8], заполняющих совместно с оксидами железа каверны, трещины и другие углубления на поверхности кристаллов.

ИК-спектры проанализированных алмазов фиксируют наличие азота в формах А (линии 480 и 1282 см^{-1}) и В (линии 1010 и 1175 см^{-1}),

плейтлетс (линия $\sim 1365\text{--}1375\text{ см}^{-1}$) и структурной примеси водорода в виде узких пиков 1405 и 3107 см^{-1} . Концентрации азота в А-форме варьируют в широких пределах от 50 до 1800 ат. ppm , в форме В – от 23 до 773 ат. ppm , достигая в одном образце 1103 ат. ppm . Концентрации плейтлетс весьма значительны – до $30,6\text{ см}^{-1}$ (условные единицы). Содержания водорода, напротив, относительно невелики и не превышают $5,2\text{ см}^{-1}$ (условные единицы).

По распределению азотных центров кристаллы россыпей Ольховый, Усат-Хая и Булкур разделяются на две популяции. Первая (I) – среднеазотная со значениями $\text{NA}+\text{NB}$ $300\text{--}700\text{ ат. ppm}$ и повышенной степенью агрегированности азота $\% \text{NB} \sim 50$, вторая (II) – высокоазотная с $\text{NA} > 1100\text{ ат. ppm}$ и $\% \text{NB} \sim 30$. Усредненные концентрации структурных дефектов в кристаллах каждой из популяций приведены в таблице. Наиболее четко наличие двух популяций кристаллов проявляется для алмазов россыпи Булкур, где они представлены почти в равных пропорциях. В россыпи участка Ольховый присутствуют главным образом алмазы популяции I.

Алмазы популяции I – преимущественно расколотые и обломанные додекаэдриды, осколки кристаллов (см. рис. 1, в, г). Для них характерна сине-голубая люминесценция в УФ-области, обусловленная присутствием N3-центров, представляющих собой три азотных атома в комбинации с вакансией [11]. Следует отметить, что люминесцируют не все, а только прозрачные с малым количеством включений алмазы. Алмазы популяции II с общим содержанием азота $> 1100\text{ ат. ppm}$ – в основном целые монокристаллы и сростки кристаллов, многие из которых малопрозрачны и имеют темную окраску (см. рис. 1, а, б). Значительная их часть относится к V и VII разновидностям, по Ю.Л. Орлову.

Для алмазов из россыпей Нижне-Ленского района Якутии прослеживается взаимосвязь между распределением азотных центров в кристаллах и их технологическими свойствами (прочностные свойства, люминесценция). Алмазы высокоазотной популяции не люминесцируют в УФ-лучах. Отмеченное явление обусловлено повышенным содержанием в кристаллах азота в А-форме, составляющим $1000\text{--}1200\text{ ат. ppm}$, ко-

Усредненные концентрации структурных дефектов в кристаллах среднеазотной (I) и высокоазотной (II) популяций алмаза из россыпей Нижне-Ленского района Якутии

| Объект, популяция | Число образцов | NA+NB | %NB | Плейтлетс, см ⁻¹ | H, см ⁻¹ |
|-------------------|----------------|------------|--------|-----------------------------|---------------------|
| Ольховый, I | 40 | 462±163 | 48±13 | 7,5±3,6 | 1,1±1,0 |
| Усат-Хая, I | 27 | 417±177 | 52±13 | 12,0±9,3 | 1,4±1,2 |
| Усат-Хая, II | 27 | (1315±214) | (28±6) | (10,0±6,1) | (0,9±0,5) |
| Булкур, II | 26 | 1468±324 | 27±7 | 8,3±2,9 | 0,9±0,7 |
| Булкур, I | 26 | (543±183) | (50±9) | (6,0±3,5) | (1,2±0,6) |

Примечание. Приведены средние по выборкам значения и их среднеквадратические отклонения. Без скобок – данные по главной (доминирующей) популяции, в скобках – по второстепенной.

торое приводит к «тушению» центров N3 голубой фотолюминесценции. По данным Е.В.Соболева [2, 11], в кристаллах с содержанием азота 1000 at. ppm и более голубая фотолюминесценция практически отсутствует. Помимо структурных дефектов, «тушение» и ослабление люминесценции происходят из-за многочисленных включений графита, характерных для алмазов высокоазотной популяции, а также из-за окисных пленок на поверхности алмазов из россыпей Нижне-Ленского района. Все эти факторы, в свою очередь, приводят к снижению эффективности рентгенолюминесцентной сепарации.

Относительно высокая степень сохранности алмазов высокоазотной популяции косвенно указывает на их повышенные прочностные характеристики. В работе [9] основная роль в упрочнении кристаллов алмаза отводится азотным агрегациям – В-центрам и сопутствующим им плейтлетс. Как видно из таблицы, по содержанию плейтлетс высоко- и среднеазотная популяции кристаллов практически не различаются, но абсолютное содержание азота в В-форме в алмазах высокоазотной популяции выше (350–700 at. ppm), чем в алмазах среднеазотной (150–350 at. ppm), что, по-видимому, и определяет их более высокие прочностные свойства.

Алмазы среднеазотной популяции, содержащие N3 азотные центры, лишь отчасти люминесцируют в УФ-лучах. Подобное явление связано с сочетанием двух основных факторов. С одной стороны, концентрация азота в А-форме в кристаллах популяции невелика и не превышает 400 at. ppm, т.е. эффект «тушения» голубого свечения кристаллов отсутствует. С другой сто-

роны, поверхность кристаллов популяции имеет сложный рельеф (сколы, трещины, каверны, шрамы, матировка и т.д.). Это способствует скоплению на ней вторичных минералов (гидроксиды железа, глинистые минералы и др.), что снижает интенсивность фотолюминесценции.

Другой аспект исследования влияния состава алмаза на его свойства – выявление взаимосвязи между распределением структурных примесей в кристаллах и их качеством. Данная проблема мало изучена несмотря на огромный фактический материал, накопленный за полувековой период изучения азотных и водородных центров в алмазах из различных месторождений.

Как установлено одним из авторов ранее, химически адсорбированный растущими гранями алмаза водород блокирует их послойное развитие, что приводит к формированию высокодефектной волокнистой или столбчатой внутренней структуры [1]. Кристаллы с повышенным содержанием водорода, как правило, имеют неоднородное внутреннее строение [17]. Им свойственна смена механизмов роста, что снижает прочность кристаллов и ухудшает оптические характеристики. Таким образом, высокое содержание водорода может быть признаком низкого качества и пониженных прочностных свойств алмазов.

Вхождение азота в структуру алмаза способствует формированию крупных кристаллов (за исключением алмазов-гигантов массой >100 карат) с более совершенной огранкой [7, 19]. При этом алмазы с общим содержанием азота <100 at. ppm обладают пониженными прочностными характеристиками, что способствует ро-

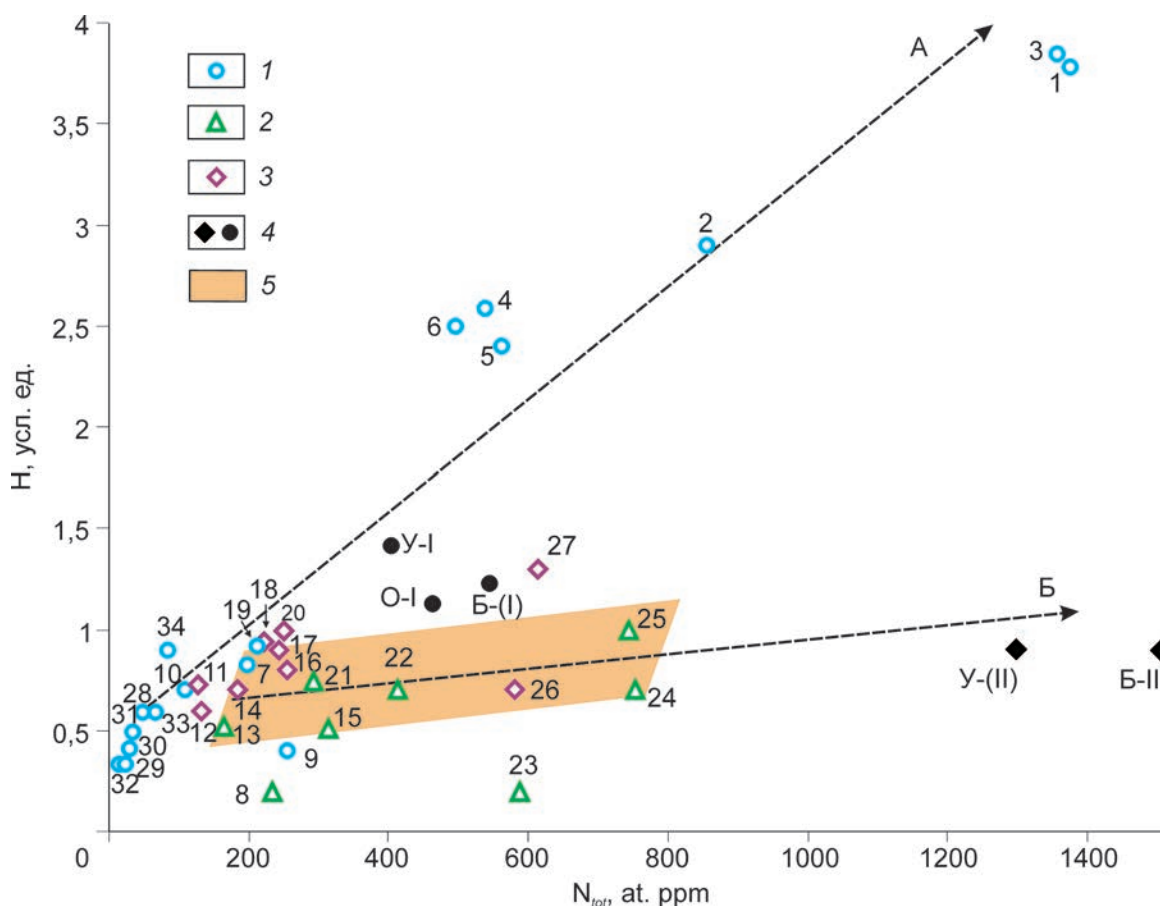


Рис. 2. Усредненные содержания азота и водорода в кристаллах главных популяций алмаза из трубок:

Архангельской области: 1 – Поморская, 2 – им. Карпинского-1, 3 – Архангельская, 4 – Снегурочка, 5 – Первомайская, 6 – Кольцовская, 7 – им. Ломоносова, 8 – им. Гриба; Якутии: 9 – Заполярная, 10 – Поисковая, 11 – Дальняя, 12 – Айхал, 13 – Сытыканская, 14 – Удачная, 15 – Юбилейная, 16 – Молодость-1, 17 – Комсомольская, 18 – Прогнозная, 19 – Зарница, 20 – Краснопресненская, 21 – Ленинград, 22 – Мир, 23 – Спутник, 24 – им. XXIII съезда КПСС, 25 – Интернациональная, 26 – Малокуонапская; Канады: 27 – ДО-27; Бразилии: 28–32 – Панреа-1, -2, -3, -6, -7 соответственно, 33 – Арипуана, 34 – Коллиер; доминантная форма кристаллов в трубках: 1 – округлые додекаэдрониды, 2 – слоистые ромбододекаэдрониды, 3 – октаэдрониды; 4 – алмазы высокоазотной (I) и среднеазотной (II) популяций из россыпей Булкур (Б), Усат-Хая (У) и Ольховый (О); 5 – область, соответствующая трубкам с алмазами ювелирного качества

стовым и эпигенетическим деформациям кристаллов, ухудшающим их качество. Примером служат алмазы из трубок кластера Пандреа (Бразилия) и трубки Аргайл (Австралия), отличающиеся низким качеством. В то же время, кристаллы с максимально высокими содержаниями азота, как правило, также не относятся к ювелирному сырью. Например, высокоазотная популяция алмазов Нижне-Ленского района

представлена в основном кристаллами V и VII разновидностей, по Ю.Л.Орлову (1983 г.). Эти алмазы отличаются повышенной степенью дефектности, блоковым строением и наличием большого количества флюидных включений [10]. Таким образом, можно заключить, что алмазы ювелирного качества отличаются некоторыми оптимальными содержаниями структурно связанного азота.

Эмпирический подход к решению поставленной задачи предполагает сопоставление данных о распределении азотных и водородных центров (мода, среднее, среднеквадратическое отклонение) в кристаллах с их качественными характеристиками (крупность, прозрачность, окраска и др.), известными из литературы [4]. Как показано ранее [6], параметры распределения концентраций примесных центров (азота в различных формах и водорода) в алмазах каждого из месторождений являются характеристическими и могут быть определены в случайной выборке кристаллов, составляющей не менее 30 образцов. Нами были установлены средние содержания азота (суммарное N_{tot} в А- и В-формах) и структурной примеси водорода в кристаллах главных популяций алмаза из 34 трубок Якутии, Архангельской области, Бразилии, Канады (рис. 2). На рисунке видна положительная корреляция между средними содержаниями водорода и азота в алмазах. По соотношению азота и водорода алмазы группируются в две серии, что проявляется на диаграмме в виде двух ветвей (А и Б). Ветвь А объединяет выборки алмаза с относительно повышенным содержанием водорода из трубок, в которых доминируют округлые кристаллы – додекаэдровиды. Вокруг ветви Б группируются выборки кристаллов алмаза с относительно более низким содержанием водорода из трубок, в которых преобладают кристаллы октаэдрического габитуса и слоистые ромбододекаэдровиды. Алмазы из месторождений с высоким содержанием ювелирного сырья группируются вокруг ветви Б и ограничены областью, выделенной цветом. В эту область попадают фигуративные точки, соответствующие алмазам трубок Мир, Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС, Удачная, Комсомольская, Сытыканская и др. Как видно из диаграммы, алмазы ювелирного качества характеризуются усредненными содержаниями азота N_{tot} 200–800 ат. ppm и водорода 0,5–1,0 усл. ед. На диаграмме также отображены кристаллы среднеазотной и высокоазотной популяций из россыпей Булкур, Усат-Хая и Ольховый. По распределению азота и водорода все эти алмазы не соответствуют признакам ювелирного сырья.

Итак, метод ИК-Фурье-спектроскопии может быть использован для прогнозирования и оценки технологических свойств алмазного сырья и качества природных кристаллов алмаза.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки ведущих научных школ РФ «Научная школа акад. В.А.Чантурия» НШ-748.2014.5 и РФФИ (проект № 14-05-00007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова Г.К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 4. С. 868–871.
2. Геология и генезис алмазных месторождений. Кн. 2 / Б.М.Владимиров, Ю.М.Дауев, Б.М.Зубарев и др. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
3. Граханов С.А. Геологическое строение и алмазность россыпей Севера Якутской алмазоносной провинции // Тр. АК «АЛРОСА» ЯНИГП ЦНИГРИ. Воронеж, 2000.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
5. Казицына Л.А., Куплетская Н.Б. Применение УФ-, ИК- и ЯМР-спектроскопии в органической химии. – М.: Высшая школа, 1971.
6. Методическое руководство по комплексному исследованию типоморфных свойств алмазов при локальном прогнозировании и поисках коренных месторождений / Ф.В.Каминский, З.В.Бартошинский, Г.К.Блинова и др. – М.: ЦНИГРИ, 1988.
7. Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. – М.: Наука, 1973.
8. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры силикатов / Под ред. Л.А.Грибова. – М.: МГУ, 1967.
9. Природные и синтетические алмазы / Г.Б.Бокий, Г.Н.Безруков, Ю.А.Клюев и др. – М.: Наука, 1986.
10. Рагозин А.Л., Шацкий В.С. Минералогия и вопросы генезиса округлых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Мат-лы научно-практической конференции АК «АЛРОСА», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный, 2003. С. 245–249.
11. Соболев Е.В. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии зем-

- ной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978. С. 245–255.
12. *Соболев Е.В., Лисойван В.И.* Примесные центры в алмазе // Тез. докл. XIII Отчетной научной конференции. Новосибирск, 1972. С. 60–61.
13. *Хачатрян Г.К.* Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и ее практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Мирный, 2003. С. 319–321.
14. *Хачатрян Г.К., Кряжев С.Г.* Методика анализа породобразующих и акцессорных минералов рудных месторождений с использованием ИК-Фурье микроскопа // Руды и металлы. 2010. № 5. С. 64–72.
15. *Хачатрян Г.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И.* Методика исследования минералов-спутников алмаза с применением ИК-Фурье спектроскопии // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 76–85.
16. *Bursill L.A., Glaisher R.W.* Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 608–618.
17. *Kaminsky F.V., Khachatryan G.K.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // Lithos. 2004. Vol. 77. № 1–4. P. 255–271.
18. *Khachatryan G.K., Kaminsky F.V., Anashkina N.E.* FTIR microanalysis of diamond and indicator minerals as a new tool in prospecting for diamond deposits // 10th International Kimberlite Conference. Bangalore, 2012. 10 IKC-50.
19. *Wild R.K., Evans T., Lang A.R.* Birefringence X-ray topography and electron microscope examination of the plastic deformation of diamond // Phillos. Mag. 1967. Vol. 134. № 15. P. 267–279.
20. *Woods G.S., Collins A.T.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // J. Phys. Chem. Solids. 1983. Vol. 44. № 5. P. 471–475.

Анашкина Наталия Евгеньевна
for_nataliya@list.ru

Хачатрян Галина Карленовна,
кандидат геолого-минералогических наук
khachatryan_g_k@mail.ru

STUDIES OF TECHNOLOGICAL PROPERTIES AND QUALITY OF DIAMOND ORE USING FOURIER SPECTROSCOPY

**N.E. Anashkina,
G.K. Khachatryan**

The influence of structural impurities on technological properties and quality of diamonds from the Lower Lena places, East Siberia, is discussed. Two varieties of diamonds are distinguishable by the structural impurities content: highly nitrous and moderately nitrous. A correlation is established between the structural impurities content and preservation grade of the placer diamonds.

Key words: IR spectroscopy, impurities in diamonds, nitrogen, technological properties, luminescence, hydrogen.

Журнал «Руды и металлы» приглашает к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов

По вопросам размещения рекламы или издания целевого номера, посвященного вашему предприятию, организации, ее продукции и услугам обращаться по телефону 8 (495) 315-06-29 или электронной почте rudandmet@tsnigri.ru
Реклама по заказам отраслевых организаций и высших учебных заведений выполняется по льготным расценкам

ОПЫТ ЛАБОРАТОРНОГО И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НОВОГО ЗОНДА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД

А.А.Красносельских

ФГУП Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов, г. Москва

А.Д.Каринский

Российский государственный геологоразведочный
университет им. Серго Орджоникидзе, г. Москва

Проведены теоретические и экспериментальные исследования нового зонда электромагнитного каротажа, предназначенного для определения коэффициента электрической анизотропии горных пород, пройденных скважиной.

Ключевые слова: математическое моделирование, лабораторное моделирование, электромагнитный каротаж, электрическая анизотропия, геофизические исследования.

Удельное электрическое сопротивление ρ электрически анизотропной среды зависит от направления. Анизотропия горных пород может быть обусловлена трещиноватостью, рассланцованностью, тонкослоистой структурой, а также присутствием включений, отличающихся по ρ от вмещающей среды и имеющих какую-либо преимущественную ориентацию. В геофизике для описания электрических параметров анизотропных горных пород обычно используют модель среды с осевой анизотропией. Удельное электрическое сопротивление такой среды характеризуют два значения: ρ_n по оси анизотропии n (ориентированной, например, по нормали к напластованию тонкослоистых пород) и ρ_t по любому направлению t ортогональному оси n (рис. 1). Коэффициент анизотропии λ определяет выражение

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_t}.$$

Параметры электрической анизотропии содержат важную геолого-геофизическую информацию о строении и свойствах пород, слагающих анизотропную толщу. Так, продольное и поперечное удельные электрические сопротивления

по-разному зависят от фильтрационно-емкостных свойств пород, характера их насыщения и др. По условиям геофизические исследования скважин (ГИС) более благоприятны для изучения электрических параметров анизотропных горных пород, чем наземные геофизические измерения, так как возбудители и измерители поля (датчики) находятся непосредственно в толще. Однако применяемые в настоящее время электрические и электромагнитные методы ГИС не позволяют получать полную информацию об электрических параметрах анизотропных пород, в первую очередь о значениях λ и ρ_n . Международным (и многочисленным) коллективом ученых и инженеров был разработан многокомпонентный зонд индукционного каротажа, имеющий три генераторные антенны с взаимно ортогональными моментами и три измерительные [8, 10]. Теоретические исследования одного из авторов показали, что для определения коэффициента анизотропии горных пород может быть применен зонд электромагнитного каротажа новой конструкции. У него, как у зондов индукционного каротажа ИК, электромагнитное (ЭМ) поле возбуждает ге-

нераторная антенна Γ в виде замкнутого витка гармонически изменяющегося тока I или «катушка» из таких витков. При малых линейных размерах Γ по сравнению с расстояниями от Γ до «измерителей поля» (датчиков) I ее можно аппроксимировать переменным магнитным диполем с магнитным моментом \mathbf{M} . Если, как в методе ИК, конструкция датчика I аналогична генераторной антенне Γ , то измеряемое напряжение электрического поля в датчике пропорционально компоненте магнитного поля \mathbf{H} (точнее – скорости ее изменения) по оси датчика I . Но при возбуждении ЭМ поля при помощи переменного магнитного диполя датчиком может служить также короткая измерительная линия MN с электродами M, N , как при каротаже сопротивления (КС). В этом случае напряжение электрического поля \mathbf{E} в линии MN пропорционально компоненте поля \mathbf{E} по направлению линии MN .

Гальваническую (кулонову) составляющую поля \mathbf{E} создают электрические заряды. В изотропных кусочно-однородных моделях среды это поверхностные заряды на границах различающихся по ρ областей среды. Но в анизотропной среде, даже если она однородна, могут существовать объемные заряды. Если ось Z декартовых координат ориентирована по оси анизотропии n , то объемную плотность δ этих зарядов определяет выражение

$$\delta = \varepsilon_0 \left(1 - \frac{1}{\lambda^2} \right) \frac{\partial E_z}{\partial z},$$

где $\varepsilon_0 \approx 10^9 / (36\pi)$ Ф/м – электрическая постоянная [9]. Согласно этому выражению, $\delta \neq 0$, если $\lambda \neq 1$ (анизотропная среда) и компонента поля \mathbf{E} меняется по оси анизотропии. В работах [1–3] показано, как распределяются заряды в анизотропной среде при разных способах возбуждения поля \mathbf{E} .

Влияние параметров электрической анизотропии на одну из компонент поля \mathbf{E} на оси переменного магнитного диполя в однородной анизотропной среде. Пусть Γ – центр переменного магнитного диполя, а момент \mathbf{M} диполя лежит в плоскости $y=0$ декартовых координат x, y, z (рис. 2). Модель среды – однородная анизотропная с осью анизотропии n по направлению оси Z . Датчиком служит ортогональная плоскос-



Рис. 1. Анизотропная горная порода

ти рисунка короткая измерительная линия с центром I в плоскости $y=0$. Напряжение в этой линии зависит от компоненты E_y поля \mathbf{E} в плоскости $y=0$. На рисунке L – «длина зонда» (расстояние между точками Γ и I), α – угол между отрезком L прямой и осью анизотропии n .

В работе [3] приведены выражения для компонент гармонически изменяющегося ЭМ поля магнитного диполя в однородной немагнитной электрически анизотропной среде. Показано, в частности, что если ЭМ поле – квазистационарное, а точка I расположена в ближней зоне возбуждителя поля, то при $\alpha \neq 0$ комплексные амплитуды компоненты E_y в точке I определяют следующие простые выражения:

$$\left. \begin{aligned} E_y &= \text{Re}E_y + i\text{Im}E_y, \\ \text{Re}E_y &= \frac{M}{4\pi} \text{ctg}\alpha \frac{\omega^2 \mu_0^2}{2\rho_t} \left(\frac{\sqrt{\sin^2\alpha + \lambda^2 \cos^2\alpha}}{\lambda} - 1 \right), \\ \text{Im}E_y &= \frac{M}{4\pi} \text{ctg}\alpha \frac{\omega \mu_0}{L^2} \left(\frac{\lambda}{\sqrt{\sin^2\alpha + \lambda^2 \cos^2\alpha}} - 1 \right), \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где $M = |\mathbf{M}|$; $\omega = 2\pi f$ – круговая частота; f – частота, Гц; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная постоянная; i – мнимая единица; $\text{Re}E_y, \text{Im}E_y$ – составляющие компоненты E_y , первая из которых изменяется со временем синхронно с изменением момента M , а вторая запаздывает относительно M по фазе на $\pi/2$.

Возможно, требуют пояснения два термина, упомянутые в предыдущем абзаце. У квазистационарного ЭМ поля пропорциональная диэлектрической проницаемости среды ε плотность токов смещения пренебрежимо мала по сравнению с плотностью токов проводимости, обрат-

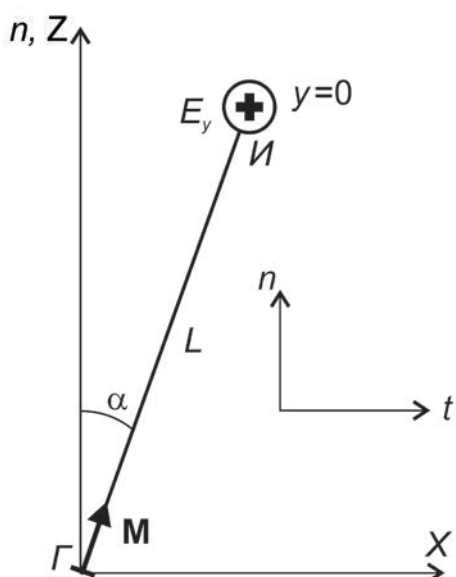


Рис. 2. Взаимное расположение оси анизотропии n и зонда

но пропорциональной удельному электрическому сопротивлению ρ . При не очень высоких частотах ЭМ поля (до десятков – сотен килогерц) в проводящих горных породах это условие, как правило, справедливо. В этом случае влияющим на ЭМ поле электрическим параметром среды является только ρ (или удельная электропроводность $\sigma=1/\rho$). Если «точка наблюдения» I расположена в ближней зоне возбуждителя Γ ЭМ поля (см. рис. 2), то справедливы неравенства

$$|k_{n,t}|L \ll 1, \quad |k_{n,t}| = \sqrt{(i\omega\mu_0)/\rho_{n,t}}, \quad (2)$$

где (в немагнитной среде, в квазистационарном приближении) волновые числа $k_{n,t} = [(i\omega\mu_0)/\rho_{n,t}]^{1/2}$.

Из выражений (1) следует, что при выполнении указанных выше условий и заданном M компонента $\text{Re}E_y$ в точке I зависит от коэффициента анизотропии λ , угла α и продольного удельного электрического сопротивления ρ_t . Компонента $\text{Im}E_y$ зависит только от λ и α . То, как можно этим воспользоваться, показано на рис. 3. Палетка позволяет определить λ при известных $\text{Im}E_y$ и угле α . Величина $\text{Im}E_y$, нормированная на первичное магнитное поле H^0 [4] в точке I отложена по вертикальной оси. Шифр кривых – значения коэффициента анизотропии λ . Отметим, что кривые, соответствующие двум (различающимся в 10 раз) значениям ρ_t на рисун-

ке, практически совпадают, что согласуется с приведенным выше выражением (1) для компоненты $\text{Im}E_y$ в ближней зоне. Согласно ему, компонента $\text{Im}E_y$ в ближней зоне не зависит от ρ_t .

Из выражений (1) следует такое отношение амплитуд компонент $\text{Re}E_y$ и $\text{Im}E_y$:

$$\frac{|\text{Re}E_y|}{|\text{Im}E_y|} = \frac{|k_t^2|L^2}{\sqrt{2}} \sqrt{1 + \frac{1}{\lambda^2} + \left(1 - \frac{1}{\lambda^2}\right) \cos(2\alpha)}, \quad (3)$$

где волновое число

$$k_t = \sqrt{i\omega\mu_0/\rho_t}.$$

Согласно равенствам (2), (3), в ближней зоне при $|k_t|L \ll 1$ амплитуда $|\text{Im}E_y| \gg |\text{Re}E_y|$ и, следовательно, для амплитуды $|E_y|$ компоненты E_y получаем:

$$\text{при } |k_t|L \ll 1 \quad |E_y| = \sqrt{(\text{Re}E_y)^2 + (\text{Im}E_y)^2} \approx |\text{Im}E_y|. \quad (4)$$

То, что в ближней зоне амплитуда составляющей $\text{Im}E_y$ (для определения которой нужны измерения фаз) близка к амплитуде компоненты E_y , позволило упростить методику измерений при лабораторном моделировании.

Результаты математического моделирования при конечной мощности анизотропных пластов. Для определения влияния границ пластов на компоненту E_y на оси переменного магнитного диполя было получено решение прямой задачи электродинамики о поле переменного магнитного диполя с произвольно ориентированным моментом \mathbf{M} для следующей модели среды. Две горизонтальные плоскости делят пространство на три области – V_1, V_2, V_3 . Изотропные полупространства V_1 и V_3 с удельным электрическим сопротивлением $\rho_{\text{вм}}$ вмещают занимающий область V_2 анизотропный пласт (плоскопараллельный слой) с вертикальной осью анизотропии n и мощностью H . Электрические параметры пласта: ρ_v, ρ_n и $\lambda = (\rho_n/\rho_v)^{1/2}$.

В полученном решении прямой задачи выражения для компонент ЭМ поля имеют вид несобственных интегралов в смысле главного значения. Подынтегральные функции содержат функции Бесселя 1-го рода нулевого и первого порядков и экспоненты. На основе этого решения разработаны алгоритмы расчета, составлены компьютерные программы и проведено математическое моделирование, результаты ко-

торого даны на рис. 4. Показаны две зависимости $|E_y|/H^n$ от «вертикальной» координаты z относительно середины пластов одинаковой мощности H и с одинаковым коэффициентом анизотропии λ , но разными значениями параметров ρ_t и ρ_n . За «точку записи» зонда принята точка I . Видно, что вблизи границ пласта кривые $|E_y|$ могут быть осложнены экстремумами. Причиной этого, конечно, является влияние электрического поля поверхностных зарядов, индуцированных на границах пласта.

В работе [2] показано, от чего зависит поверхностная плотность Σ зарядов на границе анизотропной и изотропной сред. При прочих одинаковых условиях для описанной выше модели анизотропного пласта значение $|\Sigma|$ тем выше, чем больше (по абсолютной величине) коэффициент контрастности $(\rho_n - \rho_{вм})/(\rho_n + \rho_{вм})$. Поэтому на рис. 4 при $\rho_n = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\rho_{вм} = 3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ кривая черного цвета имеет более сложную конфигурацию вблизи границ пласта, чем при $\rho_n = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\rho_{вм} = 3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Ниже сформулированы самые значимые выводы, которые были сделаны на основе анализа расчетов для 1D-модели анизотропного пласта конечной мощности:

если мощность H анизотропного пласта в 3–4 раза превышает длину L зонда (см. рис. 2), то по измерению компоненты E_y ЭМ поля на оси переменного магнитного диполя против средней части пласта можно определить величину E_y , которая практически не зависит от влияния ограниченной мощности пласта (точнее – от влияния поля зарядов индуцированных на границах пласта);

при выполнении этого условия для определения коэффициента анизотропии λ пласта можно воспользоваться полученными для модели однородной анизотропной среды номограммами, одна из которых представлена на рис. 3. Приведем пример. На рис. 4 при $\lambda = 2$, но при разных значениях ρ_t и ρ_n против средней части пластов отношение $|E_y|/H^n \approx 0,0075 \text{ Ом}$. При этом значении $|E_y|/H^n$ и при $\alpha = 30^\circ$ по приведенной на рис. 3 номограмме (учитывая условие (4)) определяем $\lambda \approx 2$, что совпадает с величиной этого параметра у моделей пластов на рис. 4;

при удалении зонда от анизотропного пласта (и расположении зонда в модели изотропного

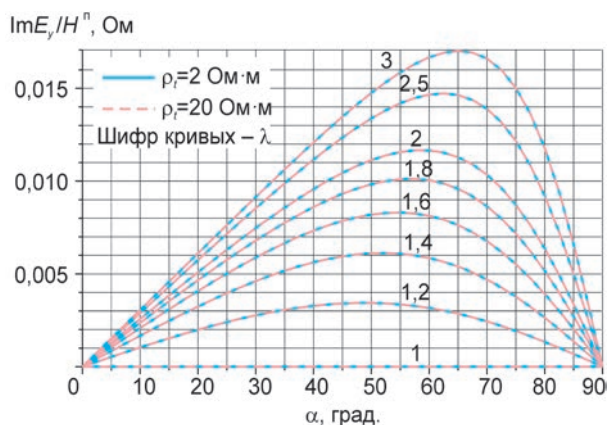


Рис. 3. Палетка для определения коэффициента анизотропии λ по значениям $\text{Im}E_y$ и α :

$f = 10 \text{ кГц}$, $L = 1 \text{ м}$

пласта большой мощности с $\rho = \rho_{вм}$) компонента $E_y \rightarrow 0$.

При геофизических исследованиях скважин значительное влияние на результаты измерений могут оказывать их физические и геометрические параметры. Теоретическое изучение этого влияния потребовало бы разработки весьма сложных алгоритмов численного решения прямых задач электродинамики для трехмерных моделей среды. Поэтому, чтобы определить возможность выявления анизотропных пластов при из-

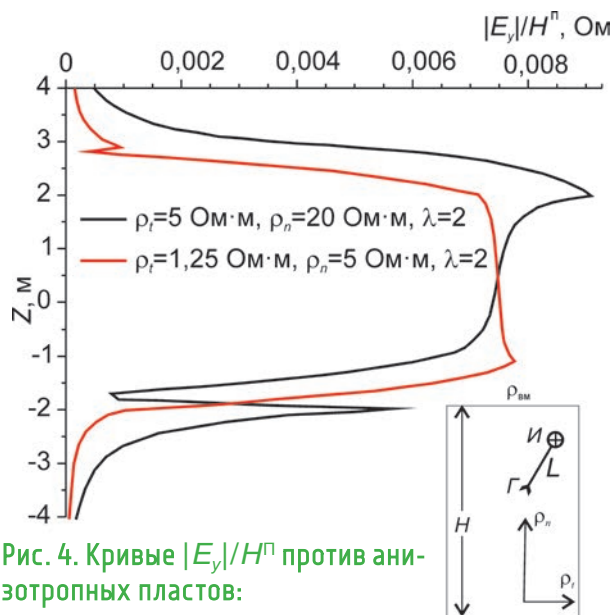


Рис. 4. Кривые $|E_y|/H^n$ против анизотропных пластов:

$L = 1 \text{ м}$, $f = 10 \text{ кГц}$, $H = 4 \text{ м}$, $\rho_{вм} = 3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\alpha = 30^\circ$

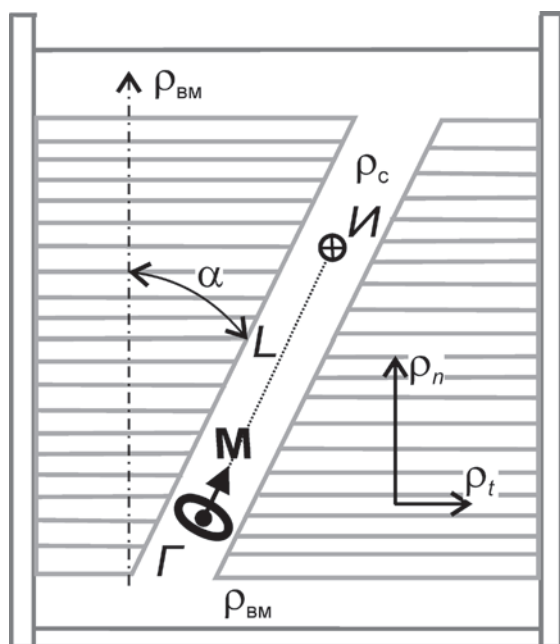


Рис. 5. Схема установки для лабораторного моделирования

мерениях в скважинах с помощью показанного на рис. 2 зонда, проведено лабораторное (физическое) моделирование.

Результаты лабораторного (физического) моделирования. Особенности влияния параметров анизотропной среды на поле E переменного магнитного диполя послужили основанием для лабораторного моделирования зонда электромагнитного каротажа новой конструкции. Первоначально предполагалось проводить измерения на модели полиэтилен/пенопласт – вода [5, 7]. Однако указанная модель обладала большими удельными электрическими сопротивлениями и коэффициентом анизотропии порядка $n \cdot 100 - n \cdot 1000$ единиц, что не соответствует типичным параметрам электрически анизотропных горных пород, и от нее отказались. Некоторые результаты моделирования были представлены на конференции [6].

На данном этапе исследований лабораторная модель анизотропного пласта сконструирована из картона. Вмещающую пласт среду и скважину в модели имитирует водопроводная вода. Лабораторное моделирование производится в пластиковом баке объемом 120 л, диаметром 450 мм, высотой 850 мм. Бак заполнен водо-

проводной водой, удельное электрическое сопротивление ($\rho_{вм}$, ρ_c) которой определено лабораторным резистивиметром и равно 30 Ом·м. На небольшой подставке (материал древесина) приблизительно на уровне середины бака находятся уложенные друг на друга слои картона, по форме отвечающие сечению бака. Толщина одного слоя картона 5 мм (влажное состояние), общее число слоев 30. В модели вода представляет собой вмещающие породы с низким удельным электрическим сопротивлением, а слои картона – слабоанизотропный пласт повышенного (100–150 Ом·м) удельного электрического сопротивления. Через все слои картона просверлено отверстие диаметром 20 мм под углом $\alpha = 30^\circ$ к нормали напластования (рис. 5).

Прототип зонда сконструирован в корпусе из пластика диаметром 10 мм, в нижней части которого закреплена многovitковая катушка, а в верхней – четыре электрода, образующих две пары – M, N и M', N' . Катушка из медного провода диаметром 0,33 мм расположена на ферритовом сердечнике из материала с рабочим диапазоном частот 1–100 кГц. Расстояния между центрами электродов каждой из измерительных линий 18 мм. Электроды имеют форму полушарий диаметром 4 мм, материал свинец. Расстояние между центром генераторной катушки и серединами электрических измерительных линий с электродами M, N и M', N' составляет 95 мм.

Зонд соединен с генераторным и измерительными блоками коаксиальным кабелем. Генераторный блок состоит из функционального генератора сигнала синусоидальной формы и колебательного контура, настраиваемого на резонанс при заданной индуктивности генераторной катушки в зонде и необходимой частоте резонанса. Параметры входящего сигнала (частота и амплитуда) измеряются с помощью цифрового осциллографа. Запись ведется непрерывно при спуске и подъеме прототипа зонда через соответствующее модели скважины отверстие. Низкая скорость перемещения зонда по модели (в среднем 5 м/мин) позволяет получать отсчеты с шагом 0,5–1 см.

С помощью выражений (1) произведена численная оценка возможной величины активной и

реактивной компонент поля E по оси Y . Пусть модуль магнитного момента диполя равен $1 \text{ А} \cdot \text{м}^2$, угол наклона «скважины» относительно оси напластования $\alpha 30^\circ$, частота $f 10 \text{ кГц}$, длина зонда $L 0,095 \text{ м}$. Параметры анизотропного пласта: $\rho_t=150 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\lambda=1,2$. Результат оценки модуля реактивной составляющей $|\text{Re}E_y|=3,55 \cdot 10^{-8} \text{ В/м}$, активной – $|\text{Im}E_y|=1,30 \cdot 10^{-1} \text{ В/м}$. Таким образом, $|\text{Im}E_y|$ больше, чем $|\text{Re}E_y|$, на много порядков и $|\text{Im}E_y| \approx |E_y|$.

Против слоя картона получена небольшая по амплитуде аномалия $|E_y|$ (рис. 6). Наличие локальных минимумов на кривой в толще картона обусловлено, по мнению авторов, неравномерным размоканием картона в воде и, соответственно, переменным коэффициентом анизотропии в центральной и приконтактных с водой областях.

В ходе экспериментов авторы столкнулись со следующими трудностями: высокий уровень промышленных помех, а также низкий уровень полезного сигнала на фоне отклика первичного поля. Анализируя спектр промышленных помех, нельзя не упомянуть о наличии электрических сетей, работающих на частоте 50 Гц . С развитием беспроводных средств коммуникации (радиосигнал теле- и радиовещательных станций, мобильная связь, портативные радиостанции, навигационное оборудование) частотный диапазон $1\text{--}100 \text{ кГц}$, выбранный нами, оказывается лишь формально свободным от вещания. «Диапазон низких частот» уже полностью входит в него, а с учетом эффекта Доплера принимаемая частота сигнала может быть ниже из-за изменения расстояния до передатчика. Для борьбы с промышленными помехами хороший результат может дать фильтрация измеряемого сигнала. Поскольку полезный сигнал имеет заранее определенную нами частоту (10 кГц), принято решение использовать фильтр с полосой пропускания в диапазоне от 9 до 11 кГц .

Что касается выделения полезного сигнала на фоне отклика первичного поля, то ситуация кардинально отличается от описанной выше. Так как сигнал и помеха имеют одинаковую частоту, применение фильтрации становится невозможным. Однако в лабораторных условиях можно решить поставленную задачу за счет заранее

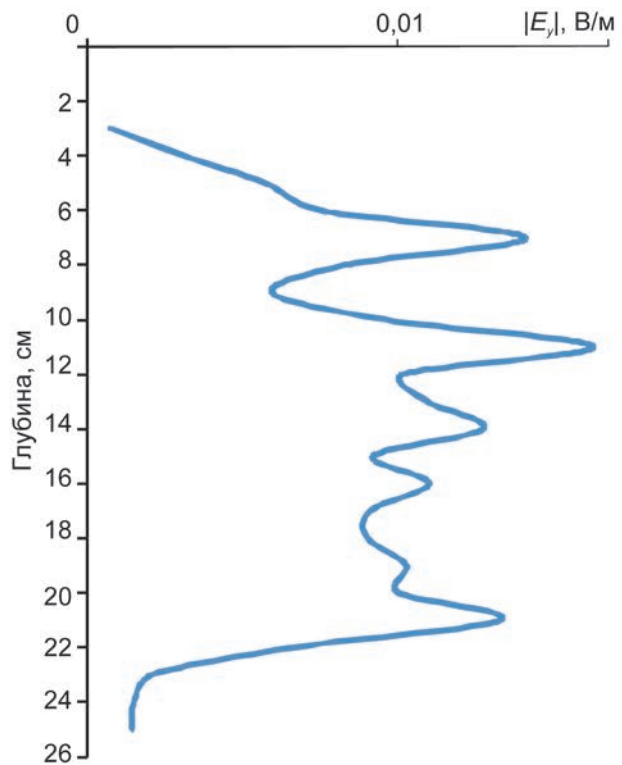


Рис. 6. Результаты измерения прототипом зонда И0,095Г, модель среды – картон

известных геометрических особенностей модели среды и зонда, а именно непосредственно перед измерениями провести простейшую калибровку зонда, попеременно ориентируя его приемные линии MN и $M'N'$ строго поперек оси напластования. При такой ориентировке (рис. 7, а) на линии MN измеряется только отклик первичного поля, на линии $M'N'$ – сумма полезного сигнала и отклика первичного поля. При повороте зонда на 90° (см. рис. 7, б) обе линии испытывают влияние отклика первичного поля, а полезный сигнал полностью фиксируется только на линии MN . Эта методика позволяет оценить уровень помехи генераторного магнитного диполя на измерительные линии и учесть ее при определении полезного сигнала $|E_y|$.

Результаты лабораторного (физического) моделирования:

слои картона в воде дают возможность моделировать пройденный скважиной слабоанизотропный пласт в изотропных вмещающих породах;

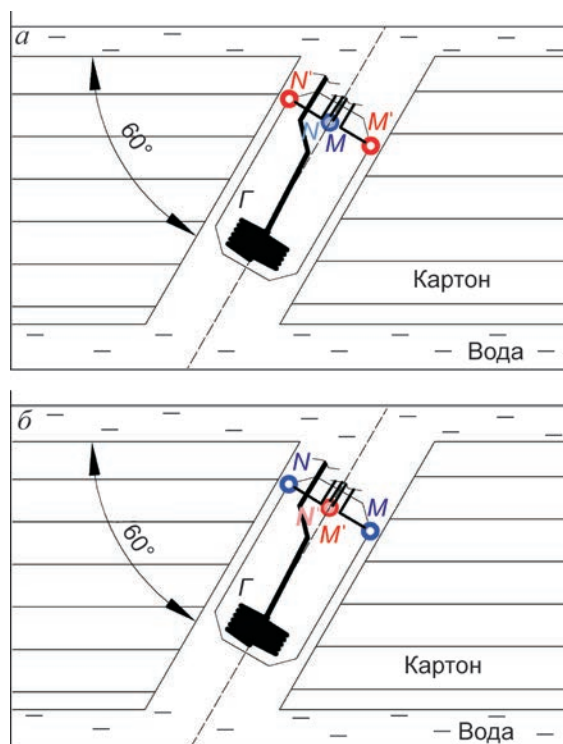


Рис. 7. Принципиальная схема учета отклика от генераторной катушки

прототип зонда ИО,095Г позволяет измерять аномальные значения $|E_y|$ против модели анизотропного пласта на фоне помех;

полезный сигнал имеет небольшие значения; для выделения его на фоне промышленных помех можно пользоваться полосовой фильтрацией и методикой учета отклика сигнала генераторной катушки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каринский А.Д. Влияние анизотропии пластов на компоненты поля на оси переменного магнитного диполя // Тез. докл. VI Междунар. конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2003. Т. 2. С. 356.
2. Каринский А.Д. Индуцированные заряды в микро- и макроанизотропных средах и их влияние на электрическое поле в анизотропных пластах, пройденных скважиной // Геофизика. 2010. № 2. С. 37–48.
3. Каринский А.Д. Физические предпосылки измерения различных компонент поля в электромагнитном каротаже при изучении анизотропии пластов // Геофизика. 2002. № 4. С. 15–23.

4. Кауфман А.А. Теория индукционного каротажа. – Новосибирск: Наука, 1965.
5. Красносельских А.А. Лабораторное моделирование зонда электромагнитного каротажа новой конструкции // Тез. докл. VII Междунар. конференции «Молодые – наукам о Земле». М., 2014. Т. 1. С. 109–110.
6. Красносельских А.А. Лабораторное моделирование нового зонда электромагнитного каротажа, предназначенного для определения коэффициента электрической анизотропии горных пород // Тез. докл. XII Междунар. научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2015. Т. 1. С. 494–495.
7. Красносельских А.А. Физические предпосылки измерения компоненты ImE_y в электромагнитном каротаже для изучения анизотропии пластов // Тез. докл. XI Междунар. конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2013. Т. 1. С. 401–402.
8. A new multi-component induction logging to resolve anisotropic formation / B.Kriegshäuser, O.Fanini, S.Forgang et al. // SPWLA 41st Annual Logging Symposium. 2000. Paper D.
9. Kaufman A.A., Keller G.V. Induction logging // Methods in geochemistry and geophysics. 1989. Vol. 27.
10. Zhdanov M.S., Kennedy W.D., Chervauka A.B., Peksens E. Principles of tensor induction well logging in a deviated well in an anisotropic medium // SPWLA 42st Annual Logging Symposium. 2001. Paper R.

Красносельских Андрей Андреевич
andrey.krasnoselskikh@gmail.com

Каринский Александр Дмитриевич,
доктор физико-математических наук
akarinski@mail.ru

LAB AND MATH MODELING OF A NEW EM LOGGING PROBE FOR MEASURING THE ELECTRIC ANISOTROPY OF THE ROCKS

A.A.Krasnoselskikh,
A.D.Karinsky

The paper presents results of theoretical modeling and lab tests of a new EM probe for downhole measurement of the electric anisotropy of rocks.

Key words: math modeling, lab test, EM logging, electric anisotropy, geophysical research.

Поздравляем с юбилеем

15 августа 2015 г. исполнилось 80 лет кандидату геолого-минералогических наук **Полывянному Игорю Яковлевичу**.

После окончания в 1957 г. Казахского государственного университета им. С.М.Кирова И.Я.Полывянный работал в Алтайском отделе Института геологических наук АН КазССР им. К.И.Сатпаева, а с 1971 г. в Казахском институте минерального сырья Мингео КазССР. Изучал вещественный состав рудовмещающих формаций Рудного Алтая на основе опорных геологических разрезов. Результаты этих исследований обобщены в книге «Стратиграфия, биостратиграфия и фации палеозоя и мезозоя Юго-Западного Алтая», послужили основой для составления литолого-палеогеографических карт различных масштабов, вошли в «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» под редакцией А.П.Виноградова. И.Я.Полывянный детализировал стратиграфические уровни локализации колчеданно-полиметаллического оруденения Лениногорского рудного района, разработал критерии поисков и оценки рудоносных структурно-вещественных комплексов, карты прогноза на полиметаллы, медь, редкие металлы, оценил перспективность отдельных рудных районов. Принимал участие в составлении геологической карты м-ба 1:10 000 центральной части Кедровско-Бутахчинской зоны к подсчету запасов Тишинского месторождения.



В 1969 г. защитил кандидатскую диссертацию.

С 1971 по 1980 гг. трудился в Казахском институте минерального сырья. Будучи ученым секретарем, обеспечивал планирование научно-исследовательских работ института, их согласование с головным НИИ и Мингео СССР.

С 1981 г. по настоящее время работает в ЦНИГРИ. За это время он занимал должности ученого секретаря, ученого секретаря Ученого совета института. Формировал направления научных исследований института, совместно с руководством разработал комплексную систему управления и обеспечения НИР ЦНИГРИ, осуществлял подготовку документации для участия в конкурсах и заключения государственных контрактов на выполнение НИР и ГРР.

С 2013 г. И.Я.Полывянный – сотрудник отдела конъюнктуры минерального сырья. Осуществляет большой объем работ по координации процедуры апробации прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, отвечает за связь с региональными и территориальными организациями по вопросам мониторинга прогнозных ресурсов, координирует проведение экспертизы поступающих на рассмотрение материалов.

За успешную научно-производственную деятельность удостоен звания «Почетный разведчик недр», награжден знаком «Отличник разведки недр», медалью А.Е.Ферсмана «За заслуги в геологии».

И.Я.Полывянного отличают высокий профессионализм, трудолюбие, требовательность к своей работе. Все это, а также бережное, внимательное отношение к сотрудникам, отзывчивость, интеллигентность, умение прийти на помощь в трудную минуту снискали ему заслуженное уважение в коллективе института.

Поздравляем Игоря Яковлевича Полывянного с юбилеем, желаем ему доброго здоровья, счастья, творческого вдохновения, благополучия.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



Памяти Углова Бориса Дмитриевича

31 августа 2015 г. скоропостижно скончался Борис Дмитриевич Углов – ведущий научный сотрудник ЦНИГРИ, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, Почетный разведчик недр.

Б.Д.Углов после окончания в 1965 г. геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова трудился в Отделении морских геофизических работ ВНИИГеофизика (теперь Государственный научный центр «Южморгеология») – первом в СССР научно-производственном учреждении по профилю «Морская геофизика». Руководил разработкой и внедрением новой высокоточной морской магнитометрической и магнито-, градиентометрической аппаратуры, осуществлял методическое обеспечение и геологическую интерпретацию высокоточных магнито- и гравиметрических съемок Черного, Каспийского, Аральского и Средиземного морей, затем трансокеан-

ских геотраверзов. Был участником и руководителем многочисленных научных рейсов в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. В 1973 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Строение коры впадин Черного и восточной части Средиземного морей по данным гидромагнитных исследований».

С 1988 г. работал в ФГУП ЦНИГРИ. Занимался общими вопросами геолого-геофизических основ минерагенического районирования дна Мирового океана и конкретными проблемами применения геофизических методов при поисках и разведке месторождений океанических твердых полезных ископаемых. Руководил отделом и лабораторией геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, обрабатывал и интерпретировал данные фундаментальных геофизических исследований, выполненных организациями Мингео СССР на Анголо-Бразильском (Атлантический океан) и Маскаренско-Австралийском (Индийский океан) широкополосных геотраверзах. В 2004 г. защитил докторскую диссертацию на тему «Геолого-геофизические основы минерагенического районирования дна Мирового океана».

В качестве научного руководителя в 2008 и 2010 гг. участвовал в 32-м и 34-м рейсах научно-исследовательского судна «Профессор Логачев» Полярной морской геологоразведочной экспедиции. В этих рейсах в осевой части Срединно-Атлантического хребта открыты и изучены глубоководные полиметаллические сульфидные (ГПС) месторождения Пюи-де-Фолль, Зенит-Виктория, Питерское, которые вошли в Российский разведочный район ГПС, выделенный в 2012 г. Международным органом по морскому дну ООН в Атлантическом океане для изучения и последующей эксплуатации их Российской Федерацией.

Последние пять лет как ответственный исполнитель в сотрудничестве с Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ФГУНПП ПМГРЭ) и ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга осуществлял исследования по семи базовым проектам Роснедра по ГРР на ТПИ Мирового океана. Работы по темам «Методическое сопровождение геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые дна Мирового океана» и «Разработка методологии и рекомендаций по подготовке основных положений оценки и учета прогнозных ресурсов и запасов ГПС» выполнялись по настоящее время.

Б.Д.Углов – эксперт Департамента по недропользованию на шельфе и в Мировом океане «Моргео», курировал работы по ГРР на ТПИ Мирового океана, выполняемые ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, ГНЦ «Южморгеология» и ФГУНПП ПМГРЭ.

Борис Дмитриевич отличался широкой эрудицией, охотно делился опытом, консультировал молодых специалистов, был интересным собеседником и рассказчиком.

Друзья, коллеги по работе скорбят вместе с его семьей по безвременной кончине Бориса Дмитриевича Углова, всегда будут помнить этого мудрого, добросовестного, отзывчивого, доброжелательного человека.

*Дирекция ЦНИГРИ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

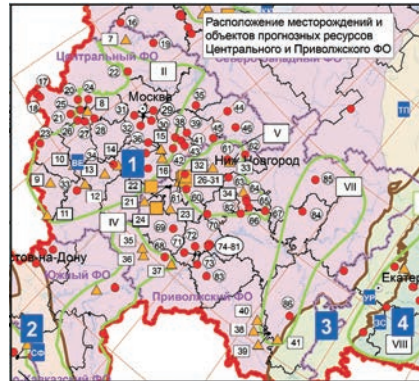
Федеральное государственное унитарное предприятие
Центральный научно-исследовательский институт
цветных и благородных металлов
(ФГУП ЦНИГРИ)

ПРЕДЛАГАЕТ

Формирование пакетов геологической информации по месторождениям, рудным полям и районам распределенного и нераспределенного фонда недр РФ

Комплексное геолого-экономическое районирование, оценка и переоценка рудных районов и месторождений благородных и цветных металлов

Составление прогнозно-металлогенических и специализированных карт различного масштаба с оценкой прогнозных ресурсов и направлениями геологоразведочных работ



Рекомендации по выбору оптимального комплекса видов и методов ГРП

Прогнозная оценка глубоких горизонтов и флангов эксплуатируемых месторождений в целях расширения сырьевой базы действующих предприятий

Разработка рекомендаций по разведке и доразведке месторождений

Геоэкологические исследования

Анализ рудоносности дна Мирового океана

Разработка прогнозно-поисковых моделей месторождений различных геолого-промышленных типов как основы их прогноза и поисков

Рекомендации по выбору оптимального комплекса видов и методов ГРП

Оценка прогнозных ресурсов потенциально перспективных рудных районов и полей для повышения эффективности принятия управленческих решений





Составление технико-экономического обоснования разведочных кондиций, подсчет запасов

Аналитические исследования руд с использованием нейтронно-активационного, атомно-абсорбционного, атомно-эмиссионного, рентгенофлуоресцентного, пробирного и других методов

Арбитражный анализ на благородные и цветные металлы

Определение содержания более 70 химических элементов в диапазоне от 10–7 до 100% в различных материалах

Изучение вещественного состава минерального сырья

Минералого-петрографические и технологические исследования руд и рудовмещающих пород новых перспективных объектов на стадии их оценки

Оперативная технологическая оценка минерального сырья на малых технологических пробах



Разработка технологических регламентов глубокой переработки руд благородных и цветных металлов, комплексных руд, железомарганцевых конкреций, глубоководных полиметаллических сульфидов, природного и техногенного алмазосодержащего сырья

Кучное выщелачивание золота из руд, в том числе малотоксичными растворителями

Биогидрометаллургическая технология переработки упорных золото-мышьяковых руд и концентратов

Технология эффективного обогащения сырья с тонким и мелким золотом

Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Контактный телефон, факс: (495) 313-18-18

e-mail: tsnigri@tsnigri.ru