

и РУДЫ МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

2
2016

и РУДЫ и МЕТАЛЛЫ

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

2/2016

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 2016

Руды и металлы

№ 2 – 2016

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации журнал включён 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*

Вёрстка и оригинал-макет: *Т.И.Хариш*

Фото на обложке: *Didier Descouens*

Подписано в печать 01.06.16 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать цифровая

Отпечатано в ФГУП ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ

Телефон: 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>

Подписной индекс 47218

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

© «Руды и металлы», 2016

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Печенкин И.Г.

Связь металлогении урана с геодинамическими процессами в краевых частях Евразии5

Куприянова И.И.

Геолого-геохимические факторы генезиса месторождений бериллия разных промышленных типов 18

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Зинчук Н.Н.

Особенности использования глинистых минералов при алмазопоисковых работах 31

Савельев Д.Е., Казаков П.В., Бажин Е.А.

К перспективам россыпной и коренной золотоносности северной части Зилаирского мегасинклинория, Южный Урал 44

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Авилова О.В., Андреев А.В., Гирфанов М.М., Кряжев С.Г., Старостин И.А.

Геолого-поисковые модели медно-порфирового и золото-полисульфидного оруденения Соболиной перспективной площади, Сихотэ-Алинь 51

Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С., Подкаменный Ю.А.

Анализ распределения вторичных минералов и их ассоциаций на поверхности алмазов и в продуктах переработки метасоматически изменённых кимберлитов 73

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Баранников А.Г., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Готтман А.А., Смагин И.В.

Рудоносный карст мезозойского возраста Воронцовского золоторудного месторождения, Северный Урал 84

Савва Н.Е., Колова Е.Е.

Минералогия и условия формирования золоторудного месторождения Озёрное, Каральвеевский рудный узел, Чукотка 100

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

Т.А.Дубову 115

Т.П.Кузнецову 116

GENERAL PROBLEMS OF GEOLOGY AND METALLOGENY

<i>Pechenkin I.G.</i> Relation of U metallogeny to geodynamic processes in Eurasian marginal parts	5
<i>Kupriyanova I.I.</i> Geological and geochemical genesis factors of Be deposits of various economic types	18

APPLIED METALLOGENY

<i>Zinchuk N.N.</i> Specific features of argillaceous minerals use during diamond prospecting	31
<i>Saveliev D.E., Kazakov P.V., Bazhin E.A.</i> Placer and orogenic gold mineralization prospects of the northern part of the Zilairsky megasyntclorium, the Southern Urals	44

PROGNOSIS, PROSPECTING AND EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

<i>Avilova O.V., Andreev A.V., Girfanov M.M., Kryazhev S.G., Starostin I.A.</i> Geological prospecting models for the porphyry copper and gold-polysulfide ore mineralization of the Sobolinaya prospective area, Sikhote-Alin region	51
<i>Chanturiya V.A., Dvoichenkova G.P., Kovalchuk O.E., Timofeev A.S., Podkamenny Yu.A.</i> The distribution analysis of secondary minerals and their associations on diamond surface and processing products of metasomatically altered kimberlites.....	73

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

<i>Barannikov A.G., Azovskova O.B., Rovnushkin M.Yu., Gottman A.A., Smagin I.V.</i> Mesozoic ore-bearing karst of Vorontsovskoye gold deposit, Northern Urals	84
<i>Savva N.E., Kolova E.E.</i> Mineralogy and formation conditions of the Ozyornoye gold deposit, Karalveemsky ore cluster, Chukotka	100

OUR CONGRATULATIONS

T.A.Dubova.....	115
T.P.Kuznetsova	116

СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАНА С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В КРАЕВЫХ ЧАСТЯХ ЕВРАЗИИ

И.Г.Печенкин

ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского, г. Москва

Обосновывается положение о том, что металлогеническая специализация осадочных бассейнов Евразии обусловлена коллизией и субдукцией плит, наступающих в мезозое и кайнозое на южные и восточные краевые части Евразийской плиты. Формирующаяся латеральная зональность специфична для каждого крупного блока земной коры, в пределах которого локализованы осадочные бассейны с урановыми месторождениями, преимущественно тяготеющими к внешнему фронту коллизии.

Ключевые слова: Евразия, металлогения, осадочный бассейн, месторождения урана, коллизия, субдукция.

Неоген-четвертичная коллизия Африканской, Аравийской и Индийской плит с юга и мезозой-кайнозойская субдукция Тихоокеанской плиты с востока способствовали формированию крупных орогенных поясов в краевой части Евразийской плиты, каждый из которых обладает своей металлогенической спецификой. Анализ пространственного размещения эндогенных и экзогенных урановых месторождений в отдельных орогенных областях – предпосылка для выявления особенностей металлогенической зональности в каждом крупном геоблоке и позволяет наметить в них местоположение инфильтрационных месторождений урана в различных по условиям образования осадочных бассейнах (ОБ).

Глобальные геотектонические процессы как один из факторов формирования урановых месторождений ранее рассмотрены Ю.Габельманом на примере рудных районов США [31]. Установленный факт тяготения урановых месторождений разного генезиса к зонам тектонических напряжений, к сожалению, не получил дальнейшего развития. В монографии А.Митчелла и М.Гарсона [33], работе Д.Эверхарта [28], а также в ряде статей других авторов ведущая

роль в урановорудном процессе отводилась геодинамическим обстановкам, создающим, по их мнению, условия для образования урановых объектов. Однако металлогенический анализ в них проведён не в полной мере, не были изучены вопросы взаимоотношения экзогенного и эндогенного рудогенеза, касающегося урана. В отечественной литературе урановорудные процессы в связи с плейт-тектоникой рассматривались только как составная часть общего металлогенического анализа [9, 10, 17, 26 и др.].

Нами в 2003 г. обосновано представление о том, что формирование месторождений-гигантов Притяньшаньской урановорудной мегапровинции определено коллизией Индийской плиты с южной частью Евразийского континента. При этом высказано предположение о поступлении металла из внешнего глубинного источника – области максимальных стрессовых усилий, возникающих в местах активного соприкосновения коллизионных плит, представленного Памирским «клином» [4, 5].

За последние 60 лет многочисленные инфильтрационные урановые месторождения были выявлены в краевых частях Евразийского

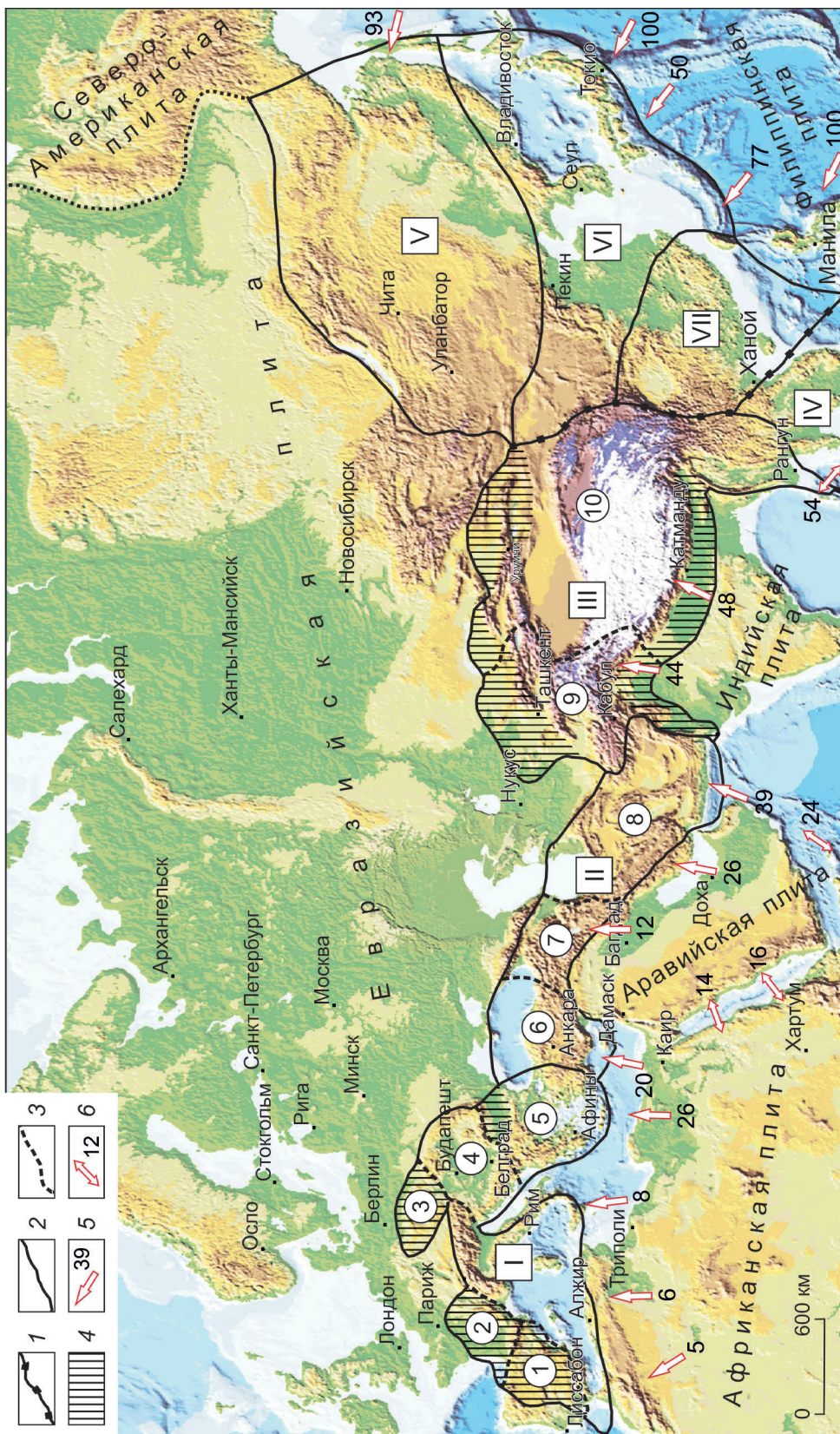


Рис. 1. Схема металлогенического районирования Евразии:

границы: 1 – между поясами, 2 – сегментов, 3 – секторов, 4 – области суборогена; 5 – вектор и скорость (мм/год) движения литосферных плит; 6 – ось и скорость (мм/год) спрединга; ураноносные пояса, сегменты, сектора: Альпийско-Гималайский коллизионный пояс: I – Средиземно-морской сегмент (1 – Иберийский, 2 – Южно-Французский, 3 – Богемский, 4 – сектор Карпатской дуги, 5 – Эгейский сектора), II – Аравийский сегмент (6 – Анатолийский, 7 – Кавказский, 8 – Копетдагский сектора), III – Индийский сегмент (9 – Памирский, 10 – Гималайский сектора), IV – Юго-Восточно-Азиатский сегмент; Тихоокеанский субдукционный пояс: V – Северо-Забайкальский, VI – Монголо-Забайкальский, VII – Северо-Китайский сегменты

континента. В его южном обрамлении размещаются урановорудные провинции и районы, включающие средние, реже крупные инфильтрационные объекты неоген-четвертичного возраста. На западе выделяются Иберийский, Центрально-Французский, Лабский, Восточно-Родопский и другие урановорудные районы, на юге Туранской плиты и во впадинах Южного Казахстана – Центрально-Кызылкумская, Сыр-Дарьинская, Чу-Сарысуйская крупные урановорудные провинции.

Для всех объектов песчаникового типа установлен ведущий рудолокализирующий фактор – наличие зоны пластового или грунтово-пластового окисления, контролирующей урановое оруденение. Для подавляющего числа месторождений предложен единый источник урана – местные области питания прилегающих горных сооружений [8, 22, 25 и др.].

Наиболее полно металлогения урана изучена в пределах Альпийско-Гималайского тектонического пояса. В нём выделены крупные сегменты, охватывающие орогенные области и примыкающие к ним суборогенные участки активизированных платформ (рис. 1).

Средиземноморский сегмент. С конца миоцена в плиоцене началась субдукция Африканской плиты на западном окончании Евразийского континента. В итоге сформировалась орогенная область шириной от 300 до 700 км, преобразовавшая южную часть Западно-Европейской эпипалеозойской платформы. Орогенная область на территории Европы отличается сложным сочетанием вертикально сжатых пакетов горных пород с полого надвинутыми шарьяжами и чешуями типа Альпид и Карпатской дуги. Сегмент разделяется на орогенную и суборогенную области. Орогенная область занимает сравнительно небольшую площадь на крайнем юге складчатого пояса. В нём обычно выделяется зона форланда с шарьяжами и надвигами, нередко сложенная в передовой области красноцветной молассой. Под суборогенном в сегменте нами подразумевается слабо активизированная часть Западно-Европейской эпипалеозойской платформы. В него входят Центрально-Французский и Чешский срединные массивы.

С новейшим этапом орогении связаны два типа инфильтрационных месторождений. Первый, широко распространённый в пределах Центрально-Французского массива (Грезио, Сен-Пьер и др.), образовался в небольших палеодолинах, где источником металла служили местные области питания, второй (Гамр, Кёнигштайн и др.) – оформился в сложной структурной обстановке в пределах небольшого северо-западного блока – Чешского срединного массива, где в грабенах возникли ОБ, заполненные мезозойскими и кайнозойскими осадками.

Рудоформирующая зона пластового окисления (ЗПО) неоген-четвертичного времени на границе выклинивания маркируется зоной обеления. Процесс инфильтрационного рудообразования осложнён интенсивным проявлением третичного вулканизма и внедрением термальных вод. В урановых рудах, помимо стандартных спутников, присутствуют экзотичные элементы – Zr, Ni, Ti и др. [11, 24]. Источник металла достоверно не установлен. Возможно, уран поступал в верхнюю часть континентальной коры с эффузивами. В коре выветривания он попадал в область питания кислородсодержащих подземных вод, которые извлекали его из эффузивов и перемещали к восстановительному геохимическому барьеру.

В это время на западе коллизионного пояса в Иберийском секторе происходило перераспределение гидротермального уранового оруденения инфильтрационными водами с образованием экзогенных рудных залежей вблизи известных рудных полей [3]. На севере Эгейского сектора в миоцен-плиоценовых молассах предгорных и аллювиальных равнин на территории Болгарии известны мелкие инфильтрационные урановые месторождения (Мудрец, Монино, Хасково и др.).

В пределах Средиземноморского сегмента довольно четко наметилась металлогеническая последовательность. Здесь широко проявилась пермская урановорудная эпоха – время образования на большой площади стратиформных месторождений урана Бихорского типа, генезис которого остается дискуссионным. В мезозойско-кайнозойском периоде (начальный

этап субдукции) сформировались мелкие, реже средние месторождения (Pb, Zn, As, CaF₂ и др.), которые нередко сопрягаются с небольшими гранитоидными интрузиями. Позднее появились небольшие инфильтрационные месторождения (Грезио и др.) во впадинах Французского массива в пределах суборогена. Месторождения Гамр и Кёнигштайн, связанные с эффузивами Чешского массива в краевой части суборогена, завершали металлогеническую эволюцию Европейского участка Западно-Европейской платформы, обусловленную субдукцией Африканской плиты [11, 29 и др.].

Аравийский сегмент. Субдукция Аравийской плиты под южную часть Евразийской обусловила формирование орогенного пояса шириной около 500 км, захватившего территорию Ирана, Турции и Кавказа. Он разделён нами на три сектора – Анатолийский, Кавказский и Копетдагский (см. рис. 1).

Начало интенсивной орогенизации датируется олигоценом. Отличительная особенность сегмента – площадное развитие в регионе продуктов вулканической деятельности. Молодые эффузивные излияния проявлены от Закавказья (Армянское нагорье) до Большого Кавказа включительно. Вторая особенность, повлиявшая на металлогению региона, – протяжённый узкий трог, который в раннем миоцене располагался на месте Кавказского хребта. Последний возник на месте трога в позднем миоцене вместе с молодыми вулканами (Эльбрус, Казбек). Третья особенность Кавказского региона – высокая нефтеносность [1]. Кавказский сектор оказался практически безрудным по урану. Многолетние поиски привели к открытию двух небольших гидротермальных месторождений урана (Бык и Бештау) во внешней части орогенной области Большого Кавказа.

В пределах суборогена на восточном склоне Ставропольского свода в молодых отложениях палео-Дона обнаружены слаборазвитые зоны грунтово-пластового окисления (Балковское).

В итоге вырисовывается следующий неполный металлогенический ряд: крупные скопления углеводородов в Персидском заливе, Ираке, Иране, Северо-Каспийской впадине; эндогенные месторождения Cu, Mo, Co, Au, Mn и др.

в орогенной области и гидротермальные урановые на её внешнем фронте; титан-циркониевые россыпи и скопления углеводородов (Северо-Кавказский бассейн) – область суборогена в Предкавказье.

В Копетдагском секторе инфильтрационный процесс практически не проявился, ибо область суборогена почти отсутствует. В результате субдукции Аравийской плиты сформировались орогенная область Загроса, высокое Иранское нагорье и на северо-востоке – передовые хребты Копет-Дага высотой до 3000 м. Граница между передовыми хребтами и выровненной частью Скифско-Туранской плиты выражена довольно резким уступом. В осадочном чехле плиты, в предгорном прогибе, признаков развития зон пластового окисления выявлено не было.

Индийский сегмент – самый продуктивный по урану в протяжённом поясе Тетис. Интенсивность его орогенизации превзошла все подобные процессы на земном шаре. Коллизия Индийской плиты переработала на расстояние >1500 км вглубь Евразийскую плиту и дифференцировала орогенную область по вертикали на горсты до +9000 м и грабены до -15 000 м.

Сегмент разделён на Памирский и Гималайский сектора, различающиеся по структурным особенностям и масштабу рудоносности. В нём нами выделены металлогенические зоны, контролирующие ролловые месторождения урана (рис. 2) [5].

Центрально-Кызылкумская металлогеническая зона приурочена к области суборогена, где локальные ЗПО развиваются в меловых и палеогеновых отложениях в пределах малых осадочных бассейнов от небольших горст-антиклинальных поднятий. Все локальные рудоконтролирующие ЗПО являются составной частью прерывистой «ныряющей» в фундамент протяжённой ЗПО, которая прослеживается на расстоянии 500 км при ширине 40–60 км от региональной области питания (Тянь-Шань) к региональному очагу разгрузки (Аральское море). Большую роль в локализации потоков напорных кислородсодержащих ураноносных вод играют разломы северо-западного направления. Урановые месторождения роллового типа размещаются на всём протяжении области

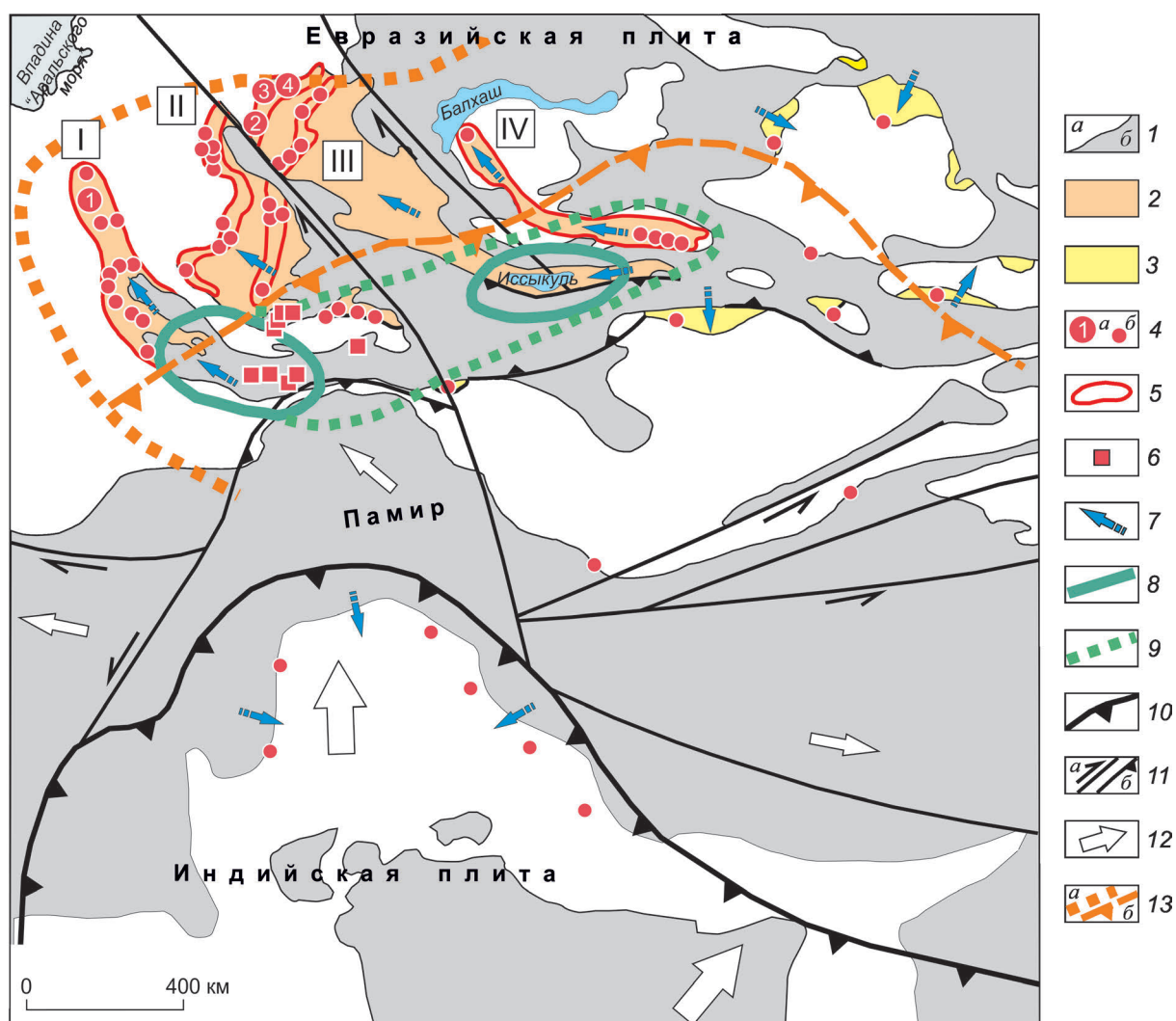


Рис. 2. Ураноносность Индийского сегмента:

1 – область распространения (а – осадочных бассейнов, б – пород фундамента); 2 – области развития региональных зон пластового окисления; 3 – локальные зоны пластового и грунтово-пластового окисления; 4 – ролловые урановые месторождения: а – гиганты (1 – Учкудук, 2 – Будённовское, 3 – Инкай, 4 – Мынкудук), б – мелкие, средние, крупные; 5 – металлогенические зоны (I – Центрально-Кызылкумская, II – Мынкудук-Карамурун-Карактауская, III – Канжуган-Чаянская, IV – Джегестай-Илийская); 6 – эндогенные урановые месторождения Тяньшаньской орогенной области; 7 – основные направления движения кислородсодержащих ураноносных вод; 8 – области концентрации мантийного урана; 9 – предполагаемая; 10 – сuture; 11 – тектонические нарушения (а – сдвиги, б – надвиги); 12 – основные направления геодинамических напряжений; 13 – северная граница области активизированной части платформы (а – субороген, б – ороген)

транзита, причём гигант данного типа – Учкудук – наиболее удалён от региональной области питания.

Мынкудук-Карамурун-Карактауская металлогеническая зона также находится в пределах суборогена (активизированной части Туран-

ской плиты) в Чу-Сарысуйском и Сырдарьинском ОБ. Основное её отличие от предыдущей зоны состоит в отсутствии скоплений урана в области транзита. Ролловые месторождения локализуются в меловых отложениях, при этом месторождения-гиганты (Мынкудук, Инкай, Бу-

дённовское) располагаются только на удалении от региональной области питания (до 200 км) на выклинивании многоярусной региональной ЗПО в сероцветных отложениях палеоруслар. Сарысу (в пределах Чу-Сарысуйского ОБ). Кислородсодержащие ураноносные воды, пройдя насквозь пёстроцветные отложения аллювиальной равнины, подошли сбоку к палеоруслу на большом по протяжённости участке (300 км), что определило в какой-то мере уникальные масштабы уранового оруденения. Длина металлогенической зоны ~1000 км. Крупные ролловые месторождения отмечаются и в области замещения отложений аллювиальной равнины прибрежно-морскими (в Сырдарьинском ОБ).

Канжуган-Чаянская металлогеническая зона, прослеженная в палеогеновых отложениях, является полным аналогом вышеописанной, но отличается от неё меньшей протяжённостью (400 км) и более скромными масштабами оруденения (мелкие, средние и крупные месторождения). Рассмотренные выше металлогенические зоны объединены в Притяньшаньскую металлогеническую мегапровинцию в пределах суборогенной области.

Джегестай-Илийская металлогеническая зона приурочена к юрским отложениям Илийской палеодолины. Последняя прослежена в пределах межгорного Илийского ОБ (ороген) и в Балхашском ОБ (субороген). Особенность её заключается в том, что большая часть выявленных уран-угольных и урановых месторождений на протяжении 300 км размещается в южном борту Илийской впадины в пределах орогена.

Выделенные металлогенические зоны при всём своеобразии каждой из них роднит приуроченность самых крупных и уникальных месторождений-гигантов к суборогену, где они тяготеют к участкам, наиболее удалённым от орогена.

Очевидно, что коллизионная модель развития Индийского сегмента – единственная, отвечающая существующей геодинамической обстановке в регионе. Она была рассмотрена на основе серии палеотектонических схем для новейшего этапа развития региона [14]. Из неё следует, что Памирский «клин» – итог длительной коллизии Индийской плиты, наступающей на Евразийскую [27]. Все ролловые место-

рождения-гиганты располагаются в пределах суборогенной (активизированной) части прилегающей Туранской платформы и южного борта Казахского «щита». Нами показано, что основным транспортёром урана к ролловым месторождениям-гигантам в области транзита сначала были поверхностные и грунтовые, а затем пластовые воды, берущие начало в Северном и Среднем Тянь-Шане в зоне максимального коллизионного стресса.

Очевидна тесная пространственная и парагенетическая связь области питания ураноносных вод, сформировавших ролловые гиганты, с наиболее активно наступающим участком Индийской плиты – Памирским «клином». Из рис. 2 видно, что самые продуктивные металлогенические зоны (I–III) начинаются от предполагаемой области скопления мантийного урана, на замыкании которых располагаются месторождения-гиганты.

Гималайский сектор характеризуется более сложным геологическим строением по сравнению с Памирским. Одна из нерешённых проблем, касающихся сектора, – причины его незначительной ураноносности. Самые заметные концентрации урана выявлены в пределах глубокой Турфанской впадины, где ролловое месторождение Шахунтань вытянулось вдоль её южного борта [34]. Отсутствие крупных месторождений урана объясняется интенсивным продвижением на северо-восток границы орогенной области в неоген-четвертичный период, что обуславливало частую смену областей питания, активную миграцию углеводородов, дефицит региональных устойчивых очагов разгрузки. Это затрудняло широкое развитие рудоформирующих ЗПО.

Затрагивая вопросы металлогении и связи месторождений полезных ископаемых с интрузивными и вулканогенными комплексами, следует подчеркнуть слабую проявленность молодой эффузивной деятельности в пределах Индийского сегмента. Если учесть тесную пространственную связь инфильтрационных урановых месторождений с молодыми эффузивами во многих других сегментах Евразийского континента, то перед исследователями встаёт непростая задача – объяснить, как уран из области астеносферы перемещал-

ся в верхнюю часть континентальной литосферы.

В горных отрогах Тянь-Шаня известны небольшие гидротермальные урановые месторождения (Табошар, Чаули, Адрасман и др.), связанные с гранитными интрузиями герцинского возраста. Они были отработаны ещё в середине XX в., как уран-угольные (Тура-Кавак, Джильское) и инфильтрационные урановые месторождения в карбонатных породах (Майли-Сай, Шакоптар и др.), расположенные в прилегающих ОБ. Чтобы выяснить, каким образом уран оказался в верхней приповерхностной части континентальной литосферы и затем был вовлечён в миграцию с грунтовыми и поверхностными водами, необходимо восстановить ход геодинамических процессов в новейшее время.

Ранее нами рассматривался гидрогенный урановый рудогенез региона в отдельные отрезки времени новейшей истории [5]. В результате построения серии палеогидрогеологических схем на палеотектонической основе были выделены три основные фазы развития коллизии и связанного с ней уранового рудогенеза: конец эоцена – начало олигоцена, поздний олигоцен – ранний и средний миоцен, поздний миоцен – ранний плиоцен. Естественно, в процессе коллизии происходит резкая активизация (джампинг) субдукцирующего слэба и астеносферы.

Данные последних лет дают возможность признать правомочность воззрений И.И.Абрамовича на теоретическое поступление урана в верхнюю оболочку земной коры с рудными растворами, накапливающимися на астеносферном уровне в глубоких тылах субдукционных зон [2]. То, что уран, преодолевший путь через континентальную кору, далее совершал продолжительное движение (до 800 км) от выхода на поверхность до конечного места своего пребывания – осаждения на геохимическом барьере на выклинивании зон пластового окисления крупных и уникальных месторождений, для нас бесспорно [4, 5].

Следует отметить, что промышленные месторождения урана в области хинтерланда выявлены только в северном обрамлении Индостана. Здесь создались предпосылки для обра-

зования в толще неоген-четвертичных ОБ рудоносных зон грунтового и пластового окисления [30].

Высокий металлогенический потенциал меридионального Тихоокеанского рудного пояса обусловлен мезозойско-кайнозойской субдукцией Тихоокеанской плиты. Этот процесс затронул тектонические блоки Евразийского континента на глубину от 500 до 1500 км.

Нами использована геодинамическая модель Л.М.Парфёнова с соавторами [13], обосновывающими формирование орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии коллизией Тихоокеанской плиты. Восточная часть Евразийского континента состоит из крупных блоков, которые по-разному развивались в архее – палеозое и с начала мезозоя до настоящего времени испытывают субдукцию Тихоокеанской плиты. С севера на юг выделяются следующие блоки: Сибирская платформа (чехол), фундамент Сибирской платформы (Алданский щит), Урало-Монгольский палеозойский складчатый пояс (включая Забайкалье), Северо-Китайская платформа (включая Сино-Корейский кратон), Южно-Китайская платформа.

В результате мезозойско-кайнозойской субдукции Тихоокеанской плиты упомянутые блоки подверглись коренной переработке с образованием многочисленных месторождений (Fe, Au, Cu, Mo, Sn, W и др.) в ряде рудных провинций [16, 18, 20]. Все они объединяются в протяжённый меридиональный Тихоокеанский рудный пояс, выделенный С.С.Смирновым в 1946 г. В пределах пояса намечается зональность в распределении рудных месторождений. К восточному краю тяготеют месторождения Au, Sn, W, Fe и других полезных ископаемых. Объекты мезозойского возраста часто локализируются вблизи границ сочленения древних тектонических блоков. Месторождения урана располагаются в западной части (рис. 3).

В тыловой (восточной) части пояса в пределах Японских островов и юга Корейского полуострова установлены незначительные по величине месторождения урана (Нинге-Тогэ, Тонэ, Огуни и др.) в небольших грабенообразных тектонических структурах, выполненных грубозернистыми русловыми и озёрными отложениями мелового и миоцен-плиоценового

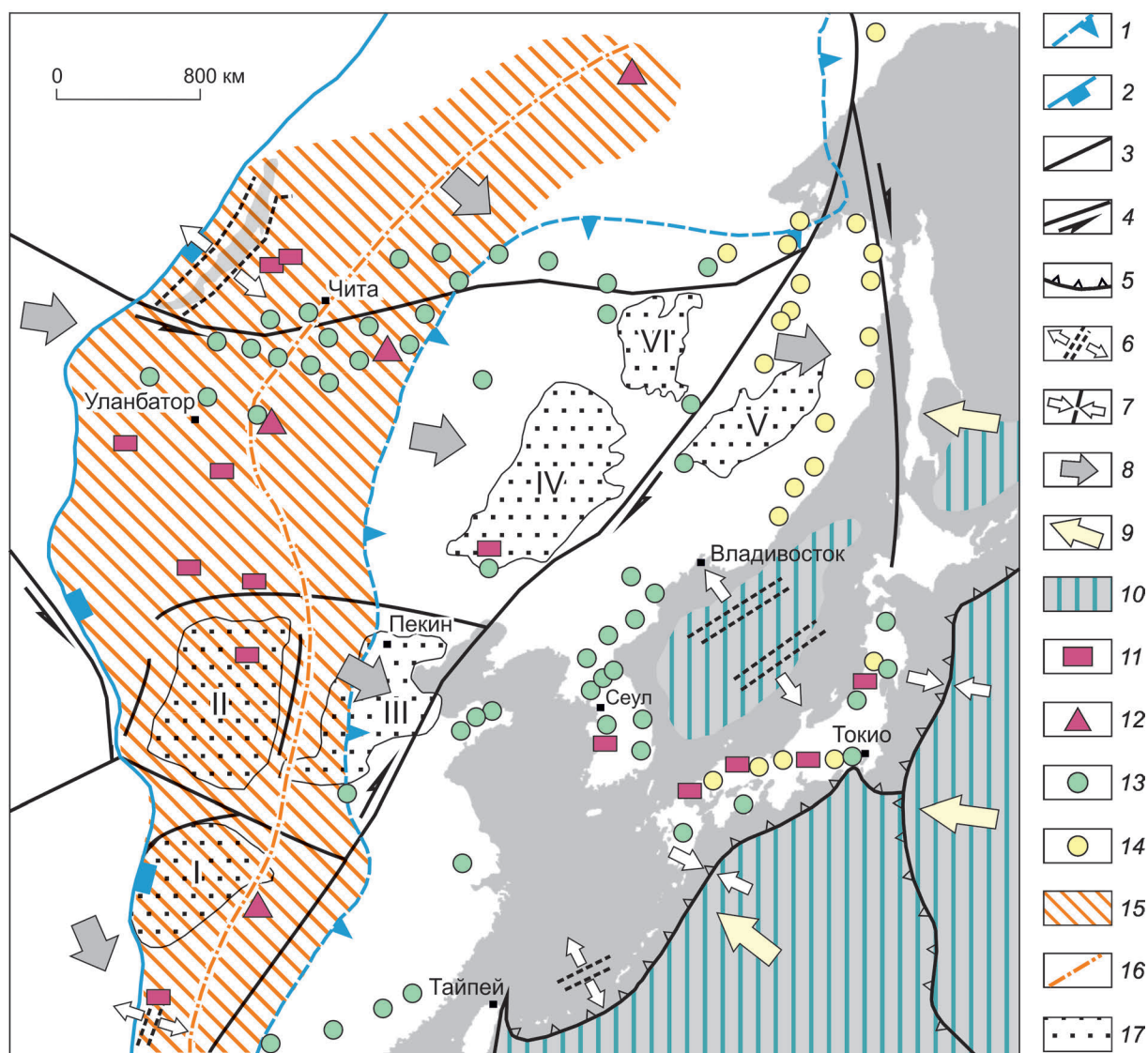


Рис. 3. Ураноносность Тихоокеанского субдукционного пояса:

внешние границы: 1 – активной континентальной окраины, переработанной в мезозойско-кайнозойское время процессами коллизии и субдукции, 2 – проявления процессов субдукции, сопровождающихся «молодым» вулканизмом; 3 – основные разломы; 4 – сдвиги; 5 – зоны субдукции; 6 – области растяжения; 7 – области сжатия; направления движения крупных литосферных блоков: 8 – Евразийской плиты, 9 – Тихоокеанской плиты; 10 – океаническая кора; урановорудные районы и месторождения: 11 – песчаниковые, 12 – эндогенные рудные узлы; месторождения других полезных ископаемых, по [18]: 13 – мелового возраста, 14 – кайнозойского возраста; 15 – Байкало-Южно-Китайский урановорудный пояс; 16 – граница проявления экзогенного и эндогенного уранового рудогенеза; 17 – основные осадочные бассейны (I – Сычуанский, II – Ордосский, III – Северо-Китайский, IV – Сунляо, V – Среднеамурский, VI – Амуро-Зейский)

возрастов. Руды формировались грунтовыми водами [30].

Широкий фронт в области затухающих процессов субдукции выделен нами как *Байкало-Южно-Китайский урановорудный пояс*, кото-

рый можно считать внешней составной частью Тихоокеанского рудного пояса. Его западная граница фиксируется как по геофизическим, так и по металлогеническим данным. Он пересекает крупные тектонические структуры (фунда-

мент Сибирской платформы, Центрально-Азиатский орогенный пояс, Сино-Корейский кратон, Южно-Китайскую платформу) с разной историей развития, что определило его дискретность и проявление различных типов гидрогенного уранового оруденения в отдельных блоках, а также близширотные вулканотектонические структуры, контролируемые эндогенное урановое оруденение Стрельцовского типа мезозойского возраста. Выделение урановорудного пояса подтверждено анализом структурных построений многих исследователей и обосновывается нашими металлогеническими разработками [6, 7, 12, 15, 16, 18–21, 23 и др.].

В ходе субдукции восточная часть Евразийской плиты претерпела существенные изменения. В пределах активизированной части выделяются области с режимом внутриконтинентального рифтогенеза и пассивной окраины. К первой из них (к внутренней части пояса) тяготеют эндогенные месторождения Алданской, Стрельцовской, Дорнотской и Сианшаньской кальдер, связанные с вулканотектоническими структурами мезозойского возраста. На внешнем (западном) фронте пояса в тех же районах преобладают гидрогенные урановые месторождения кайнозойского возраста в тесной пространственной связи с молодыми покровами базальтов. Эти покровы (плюмы, выделенные Ю.А.Зориным и др. [7]) фиксируют западную границу проявления субдукции на востоке Евразийского континента и подтверждают западную меридиональную границу Байкало-Южно-Китайского урановорудного пояса. Приведённый материал позволяет предполагать тесную пространственную связь глубинных геодинамических процессов в мезозойско-кайнозойскую эру с размещением урановых месторождений.

Намечается отчётливая сепарация металлов в поперечном сечении пояса. В его внутренней части уран сопрягается с Au (Алданская кальдера), Mo, Pb-Zn, CaF₂ (Стрельцовская кальдера), Pb, Zn, W, Mo, Au, CaF₂ (Дорнотская кальдера), Mo, Ti, CaF₂ (Сианшаньская кальдера) [19, 21, 23, 30 и др.]. На внешнем фронте уран чаще всего обособлен от других металлов, что объясняется, по-видимому, его более высокой подвижностью.

К западу, в области затухания пассивной окраины континентального блока, интенсивно проявился базальтовый магматизм, с которым пространственно связаны инфильтрационные месторождения урана в Забайкалье (Витимский район), Монголии (рудопоявление Сул и др.) и на западном окончании Южно-Китайской платформы (Юньнань). Все упомянутые объекты перекрыты четвертичными базальтами. В пределах чехла Сино-Корейского кратона в Ордосской впадине и Эрленской депрессии Китая выявлены инфильтрационные месторождения урана вне связи с молодым вулканизмом. Вероятнее всего, большая их часть сформировалась от местных областей питания [32, 34].

Подчеркнём главную металлогеническую особенность региона. Только субдукцией Тихоокеанской плиты обусловлен полный набор металлогенических зон в направлении от глубокого тыла субдукционного пояса в сторону его внешнего затухающего фронта.

Краевая часть Евразийского континента разделена нами на ряд сегментов (см. рис. 1), каждый из которых характеризуется своей металлогенической специализацией, обусловленной процессами коллизии и субдукции.

В трёх структурах – Средиземноморский и Индийский сегменты и Тихоокеанский пояс – инфильтрационные урановые месторождения оказались на внешнем затухающем коллизионном фронте и расположились в пределах области суборогена. Уникальные по масштабам инфильтрационные месторождения Чу-Сарысуйской и Центрально-Кызылкумской провинций в пределах Индийского сегмента, возможно, имеют внешний источник урана, удалённый от места локализации оруденения на расстояние от 500 до 800 км. Уран как самый подвижный элемент в названных сегментах продвинул дальше всех металлов в процессе орогенеза территории. При этом нами не отрицается реальное существование процесса выноса урана из местных областей питания.

Наиболее полная металлогеническая зональность проявилась на затухающем фронте Тихоокеанского пояса. Изложенное свидетельствует о существовании зональности в размещении рудных месторождений. На востоке преобладают эндогенные месторождения (Fe, Au,

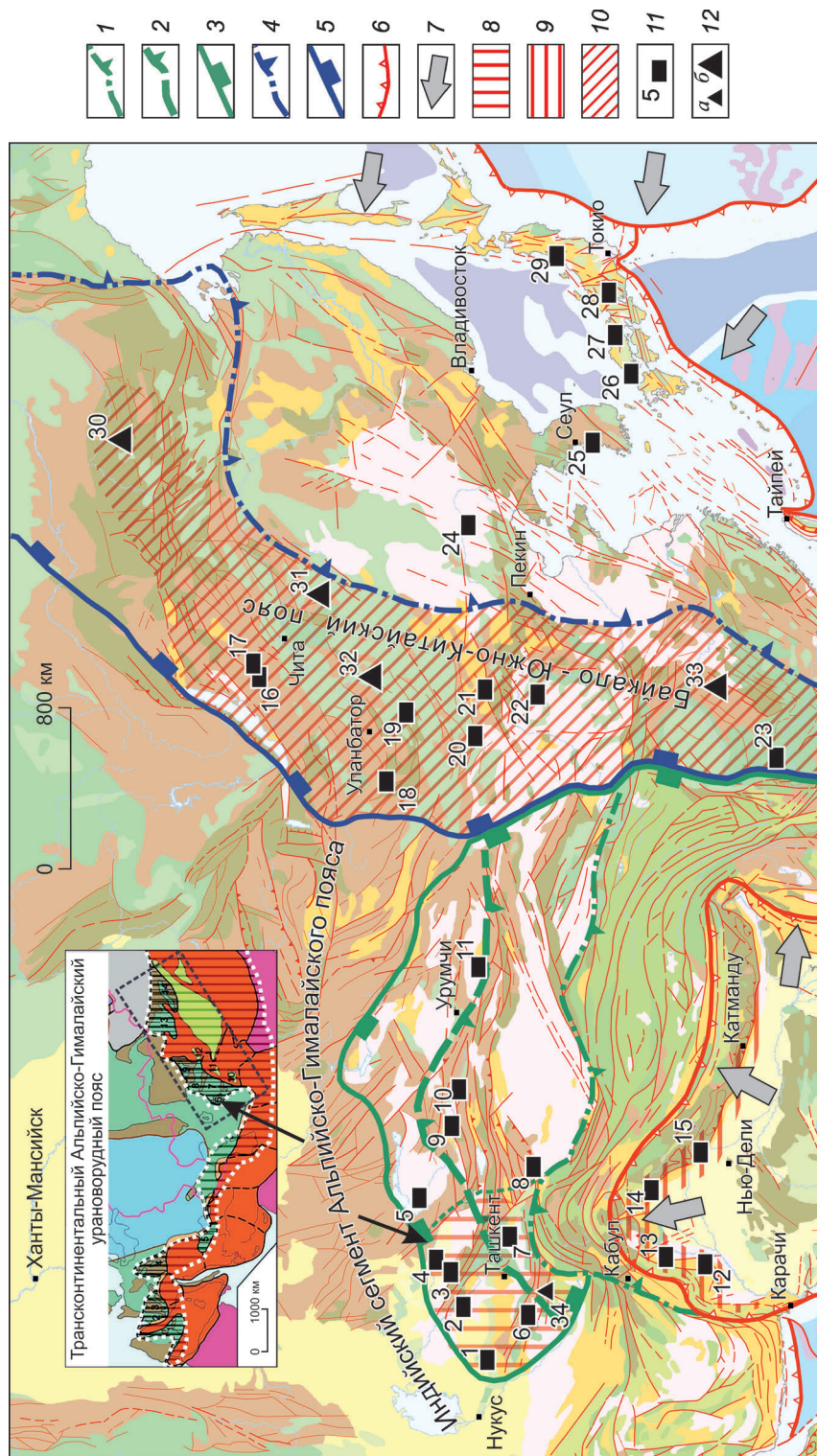


Рис. 4. Урановорудные регионы Восточной и Центральной Азии:

внешние границы: 1 – Альпийско-Гималайской мезозойско-кайнозойской коллизионной области (ороген), 2 – Тяньшаньской палеозой-кайнозойской коллизионной области (ороген), 3 – проявления мезозойско-кайнозойской коллизии (субороген), 4 – активной континентальной окраины, переработанной в мезозойско-кайнозойское время процессами коллизии и субдукции, 5 – проявления процессов субдукции, сопровождающихся «молодым» вулканизмом; 6 – зоны субдукции; 7 – основные направления движения крупных литосферных блоков; урановорудные регионы: 8 – Притяньшаньская урановорудная мегапровинция, 9 – Севаликская (Северо-Индийская) урановорудная провинция, 10 – Байкало-Южно-Китайский урановорудный пояс; урановорудные месторождения: 11 – песчанниковые (1 – Учкудук, 2 – Будёновское, 3 – Инкай, 4 – Мынкулдук, 5 – Илийское, 6 – Сабырсай, 7 – Майли-Сай, 8 – Башибулак, 9 – Кольджат, 10 – Кутертен, 11 – Шахунтань, 12 – Багхал-Чур, 13 – Кабул-Хель, 14 – Малер, Джамму, 15 – Муссори, 16 – Хиагдинское, 17 – Имское, 18 – Сул, 19 – Харат, 20 – Хайран, 21 – Нухотин, 22 – Дуншен, 23 – Юньнань, 24 – Хулихэ, 25 – Гонджи-Осеон, 26 – Тойода, 27 – Нингё-Тогэ, 28 – Тоно, 29 – Огуни), 12 – эндогенные рудные узлы: а – мелкие, б – крупные (30 – Эльконский, 31 – Стрельцовский, 32 – Дорнотский, 33 – Сианьшаньский, 34 – Юго-Западно-Тяньшаньский)

Cu, Mo, Sn, W) мезозойского и кайнозойского возрастов. Частично они расположены вблизи границ сочленения древних тектонических блоков. Западнее прослеживается меридиональная полоса эндогенных урановых месторождений, связанных с вулканогенно-тектоническими структурами кальдерного типа. На крайнем западе выделяется урановорудный пояс, контролирующий положение инфильтрационных урановых месторождений, пространственно тяготеющих к областям проявления базальтового магматизма.

Разные металлогеническая специализация и масштаб проявления гидрогенного рудного процесса в пределах Тихоокеанского пояса и Индийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, которые сформировались в результате сходных мезозойско-кайнозойских глобальных геодинамических процессов, определяются рядом причин. Уран на внешнем фронте затухающих геодинамических процессов (в пределах суборогена) оказался в различных структурных, литолого-фациальных и гидрогеологических обстановках. В пределах Байкало-Южно-Китайского пояса он концентрировался в ограниченных по площади палеодолинах, впадинах и депрессиях. Месторождения при этом часто пространственно и по возрасту сопрягаются с покровами молодых базальтов. В тыловых частях пояса образуются крупные эндогенные месторождения урана в локальных структурных блоках (кальдерах). Масштабы объектов песчаникового типа в пределах пояса пока не превышают средних, но значительное их количество позволяет предполагать высокие перспективы данной протяжённой структуры.

Месторождения урана в Индийском сегменте (Памирском секторе) локализуются в обширных впадинах суборогенного типа и крупных протяжённых палеодолинах в приорогенных артезианских бассейнах с проточным режимом. Характерны слабое проявление молодой вулканической деятельности в районе и возникновение незначительных по масштабам эндогенных урановых месторождений в тыловых частях провинции (Горном Тянь-Шане).

В южном обрамлении Евразийского континента (область коллизии Индийской плиты) нами отмечается принципиальное сходство в

положении инфильтрационных урановых месторождений Притяньшаньской мегапровинции и Байкало-Южно-Китайского урановорудного пояса – составной части Тихоокеанского металлогенического пояса. В обоих случаях они тяготеют к области затухания геодинамических процессов. Вблизи области соприкосновения коллизионных плит размещаются эндогенные урановые объекты. Их масштабы, как и экзогенных, на юге и востоке Евразийской плиты заметно разнятся (рис. 4).

Масштаб инфильтрационных месторождений Притяньшаньской мегапровинции на порядок больше месторождений Байкало-Южно-Китайского пояса. Это объясняется наличием широких областей транзита и многоярусных геохимических барьеров, благоприятных для локализации урана из кислородсодержащих ураноносных вод, перемещающихся через меловые и палеогеновые отложения Туранской плиты и крупные впадины Южного Казахстана. Однако эндогенные урановые месторождения Тянь-Шаня значительно уступают по масштабу крупным урановым объектам мезозойского возраста Тихоокеанского рудного пояса.

Приведённый материал свидетельствует о тесной пространственной связи части инфильтрационных урановых месторождений с эндогенными, приуроченными к вулканогенно-тектоническим структурам. И те и другие типы урановых объектов укладываются в единую рудную металлогеническую зональность, которая обусловлена глобальными геодинамическими процессами, протекающими в коре и мантии в краевых частях Евразийского континента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы*. Пер. с англ. / Под ред. В.И.Смирнова. – М.: Геокарт, 2004.
2. *Абрамович И.И.* Глубинная геодинамика и металлогения урана. – СПб.: Изд-во СПбУ, 2004.
3. *Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана* / Под ред. Н.В.Межеловского, А.Ф.Морозова, А.М.Никишина. – М.: Мир, 1988.
4. *Грушевой Г.В., Печенкин И.Г.* Металлогеническое районирование осадочных бассейнов Центральной Азии как предпосылка для прогнозирования

- ния ролловых урановых месторождений-гигантов // Региональная геология и металлогения. 2003. № 18. С. 63–73.
5. *Грушевой Г.В., Печенкин И.Г.* Металлогения ураноносных осадочных бассейнов Центральной Азии. – М.: ВИМС, 2003.
6. *Казанский В.И.* Урановые месторождения азиатской части Тихоокеанского рудного пояса // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 4. С. 303–316.
7. *Кайнозойские* верхнемантийные плюмы в Восточной Сибири и Центральной Монголии и субдукция Тихоокеанской плиты / Ю.А.Зорин, Е.Х.Туртанов, В.М.Кожевников и др. // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 217–221.
8. *Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н.* Гидрогенное рудообразование. – М.: Геоинформмарк, 2000.
9. *Ковалев А.А.* Новая парадигма минерации. – М.: Изд-во МГУ, 2010.
10. *Ковалев А.А., Ушаков С.А.* Тектоника плит и полезные ископаемые Катазии (Юго-Восточный Китай). – М.: Изд-во МГУ, 2002.
11. *Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В.* Зарубежные месторождения урана. – М.: Недра, 1983.
12. *Миронов Ю.Б., Грушевой Г.В., Печенкин И.Г.* Связь металлогении урана с новейшими геодинамическими процессами на востоке Евразийского континента // Региональная геология и металлогения. 2008. № 34. С. 79–91.
13. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
14. *Печенкин И.Г.* Металлогения Туранской плиты. – М.: ВИМС, 2003.
15. *Печенкин И.Г., Грушевой Г.В.* Положение инфильтрационных урановых месторождений в пределах Тихоокеанского рудного пояса // Сб. II международный симпозиум. Уран: ресурсы и производство. М., 2009. С. 262–264.
16. *Региональная металлогения Центральной Азии* / Гл. ред. О.В.Петров, Дун Шувен. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012.
17. *Старостин В.И., Сорохтин О.Г., Сакия Д.Р.* Развитие Земли и образование месторождений полезных ископаемых. – М.: МАКС Пресс, 2010.
18. *Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса* / Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин, В.И.Коваленко и др. // Геотектоника. 1973. № 5. С. 3–21.
19. *Тектоника, глубинное строение и минерация Приамурья и сопредельных территорий* / Отв. ред. Г.А.Шатков, А.С.Вольский. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
20. *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте м-ба 1:1 500 000.* – Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005.
21. *Урановые месторождения в вулcano-тектонических структурах* / Л.П.Ищуква, А.А.Ашихмин, А.К.Константинов и др. – М.: ВИМС, 2005.
22. *Урановые месторождения Казахстана (экзогенные)* / Н.Н.Петров, Б.Р.Берикболов, Х.В.Аубакиров и др. – Алматы, 2008.
23. *Урановые месторождения Монголии* / Под ред. Ю.Б.Миронова, Ю.М.Шувалова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
24. *Урановые месторождения Чехословакии* / Ю.А.Арапов, В.Е.Бойцов, Г.А.Кремчуков и др. – М.: Недра, 1984.
25. *Учкудукский тип урановых месторождений* / Х.К.Каримов, Н.С.Бобоноров, К.Г.Бровин и др. – Ташкент: Фан, 1996.
26. *Феоктистов В.П., Иогансон А.К., Неклюдов А.Г.* Металлогения осадочных бассейнов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1997.
27. *Active faulting in the northeastern Pamir, NW China* / Bihong Fu, Aiming Lin, Keniichi Kano et al. // *Xinjiang Geology*. 2003. Vol. 21. № 1. P. 1–8.
28. *Everhart D.L.* Tectonic settings of the world's sandstone-type uranium deposits // *Geological environments of sandstone-type uranium deposits. Report of the working group on uranium geology organized by the IAEA.* Vienna, 1985. P. 21–46.
29. *Formation of Uranium Ore Deposits* // *Proceedings of Symposium Athens 6–10 May 1974.* IAEA. Vienna, 1974.
30. *Franz J. Dahlkamp.* Uranium Deposits of the World: Asia. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009.
31. *Gabelman J.W.* Metallotectonic control of uranium distribution // *Uranium exploration geology. Proceedings of panel, Vienna, 13–17 April 1970.* IAEA. Vienna, 1970. P. 187–204.

32. *Metallogenic characteristics and model of Dongsheng uranium deposit in Ordos basin, North China* / Xiang Weidong, Fang Hiheng, Li Tiangang et al. // *Uranium Geology*. 2006. Vol. 22. № 5. P. 257–266.
33. *Mitchell A.H.G., Garson M.S. Mineral Deposits and Global Tectonic Settings*. Academic Press, London, 1981.
34. *Sandstone-type Uranium Deposits in China: Geology and Exploration Techniques* / Bureau of Geology, CNNC. Beijing: Atomic Energy Press, 2002.
- Печенкин Игорь Гертурдович,*
доктор геолого-минералогических наук
pechenkin@vims-geo.ru

RELATION OF U METALLOGENY TO GEODYNAMIC PROCESSES IN EURASIAN MARGINAL PARTS

I.G.Pechenkin

The paper substantiates the concept that metallogenic specialization of Eurasian sedimentary basins is caused by plate collision and subduction, Mesozoic and Cenozoic processes that spread into southern and eastern parts of the Eurasian plate. The resultant lateral zonality is specific to any large blocks of the Earth's crust localizing sedimentary basins with host U deposits primarily confined to the outer collision front.

Key words: Eurasia, metallogeny, sedimentary basin, U deposits, collision, subduction.

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, учёная степень, учёное 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 объём 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 – «ёлочки».
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. Подписанные 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.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ РАЗНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ

И.И.Куприянова

ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского, г. Москва

На основе опубликованных и вновь полученных данных о геологических и геохимических факторах формирования бериллиевых месторождений предложена новая, частично дискуссионная, интерпретация истории и условий развития бериллиевого оруденения разнообразных генетических и промышленных типов. Сравнивается относительное соотношение запасов BeO месторождений различных геолого-промышленных и генетических типов в России и в мире, анализируются причины установленных соотношений с учётом геохимических свойств бериллия, геолого-тектонической ситуации и корово-мантийного взаимодействия.

Ключевые слова: бериллий, месторождение, запасы, генезис, тектоника, кора, мантия.

Бериллий, обладающий уникальными свойствами, применяется во многих высокотехнологических отраслях производства – атомной, аэрокосмической, элетротехнической, электронной, автомобильной и др., и объём его потребления является показателем их уровня развития [10, 17]. Бериллий – лёгкий металл, характеризуется высокими отношениями прочности к весу, жаропрочностью, тугоплавкостью, теплопроводностью, удельной теплоёмкостью, модулем упругости, жёсткостью, коррозионной устойчивостью в химически агрессивных средах, а также очень низким коэффициентом теплового расширения. Он прозрачен для рентгеновских лучей, пропускает их в 17 и восемь раз лучше, чем алюминий и специальное линдemanовское стекло соответственно. Не имеют аналогов ядерные свойства бериллия и исключительно важны легирующие.

После спада производства в 90-е, в 2004–2013 гг. мировое производство и потребление бериллиевой продукции неуклонно растут [2]. В нашей стране также поставлена задача восстановления бериллиевой отрасли, что требует

дальнейшего решения геолого-генетических проблем формирования бериллиевого оруденения для уточнения прогнозно-поисковых признаков.

Миграция бериллия в земной коре и его концентрация в виде промышленных месторождений в первую очередь определяются геохимическими свойствами элемента, которые хорошо изучены [14, 25]. Бериллий – типичный литофильный элемент. Его среднее содержание в земной коре составляет 3,8 г/т и возрастает по мере увеличения кремнекислотности изверженных пород: в ультраосновных и габброноситах (<0,2 г/т), габбро (0,3 г/т), средних (0,8–0,9 г/т), кислых (1–32, среднее 5 г/т), щелочных (5–32, среднее 7 г/т). Основная масса бериллия в этих породах связана с его изоморфным вхождением в алюмосиликаты (преимущественно в плагиоклазы) благодаря кристаллохимическому сходству тетраэдрических групп $[\text{BeO}_4]^{6-}$ с $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и $[\text{AlO}_4]^{5-}$ и параллельной заменой иона Na^+ на Ca^{2+} или REE^{3+} и Ti^{4+} .

Геохимическая миграция бериллия прежде всего связана с фтором, с которым он образует

весьма устойчивые комплексы $[\text{BeF}_4]^{2-}$, $[\text{BeF}_3]$, $[\text{BeF}_2]^0$, $[\text{BeF}]^+$ [7]. При повышении температуры и щёлочности комплексы легко гидролизуются до соединений $[\text{Be}(\text{OH})\text{F}]^0$, $[\text{Be}(\text{OH})_2\text{F}]^-$, в виде которых бериллий мигрирует. Фтор выполняет роль главного экстрактора бериллия при дифференциации гранитоидных магм и накоплении элемента в заключительных магматических фазах и флюидонасыщенной пегматитовой магме, а также его переносчика в постмагматических процессах [5]. Кроме того, в переносе бериллия могут участвовать фторкарбонатные комплексы [21]. В щелочных магмах накопление бериллия в последовательных магматических фазах происходит лишь в особых случаях, благодаря его интенсивному рассеянию в породообразующих и акцессорных минералах щелочных пород [3].

Известно более 100 собственно бериллиевых минералов [25], из которых 57 обнаружены в составе бериллиевых руд [24]. Три из них относятся к главным промышленным: берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ (12–14% BeO), берtrandит $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$ (40–45% BeO), фенакит Be_2SiO_4 (42–45% BeO). Ввиду амфотерности бериллия в условиях повышенной щёлочности он входит в анионный каркас и образует бериллосиликаты: лейкофан $\text{CaNa}[\text{BeSi}_2\text{O}_6(\text{F},\text{OH})]$ (9,9% BeO), мелинофан $\text{Ca}(\text{Na},\text{Ca})[\text{BeSi}_2\text{O}_6(\text{F},\text{OH})]$ (9–10,5% BeO), эвидимит $\text{Na}_2[\text{Be}_2\text{Si}_6\text{O}_{15}]\text{H}_2\text{O}$ (9,5–10,0% BeO), миларит $\text{KCa}_2[\text{AlBe}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]\text{H}_2\text{O}$ (4,5–6,5% BeO), которые в некоторых случаях приобретают промышленное значение [17]. Минералы, в составе которых Be может существенно рассеиваться в виде изоморфной примеси, – это везувиан (до 1–4% BeO) и бериллиевый маргарит (до 3%).

Все месторождения бериллия являются эндогенными. Литофильность металла и другие его геохимические свойства определяют региональную связь месторождений с областями развития гранитоидного магматизма разных формационных типов: известково-щелочных гранитных серий нормального ряда, завершающихся фазами лейкократовых и литий-фтористых гранитов, а также гранитоидных серий щелочного ряда, завершающихся фазами рибекитовых и эгириновых гранитов. Первые развиваются в структурно-геологических условиях тыловых орогенных зон, связанных с поясами

субдукции океанической коры или столкновения континентальных плит. Вторые характерны для анорогенной обстановки в связи с рифтовыми поясами и авлакогенами, заложенными на континентальной коре древних и молодых щитов и платформ.

Основные типы месторождений [24, 17] формировались в связи с интрузивными сериями трёх гранитоидных формаций – щёлочно-гранитоидной, субщёлочко-гранитовой литий-фтористой, гранит-лейкогранитовой нормального ряда [15] на протяжении всей геологической истории от протерозоя до миоцена (табл. 1). Со щёлочно-гранитоидными комплексами (включая вулканогенные фации) сопряжены гидротермальные уникально богатые месторождения берtrandит-фенакитовой (Ермаковское) и берtrandитовой (Спор-Маунтин) формаций, а также бериллиеносные кварц-полевошпатовые метасоматиты (Тор-Лейк, Перга, Урма). Нормальные, обычно лейкократовые, граниты продуцируют более разнообразные типы месторождений – грейзеновые разной морфологии и состава, скарново-грейзеновые и пегматитовые [15].

Промышленными источниками бериллия служат как его собственные месторождения, так и комплексные объекты, в которых он является важным попутным компонентом. Для собственно бериллиевых месторождений промышленное значение имеют берtrandит-аргиллизитовые (Спор-Маунтин), бериллиеносные полевошпатовые (Тор-Лейк, Пержанское), берилл-слюдяные, близкие к грейзенам (Боёвское, Малышевское, Боа-Виста), берtrandит-фенакит-флюоритовые (Ермаковское) метасоматиты. Среднее содержание BeO в рудах колеблется от 0,1 до 1,5%. Комплексные месторождения по формационной принадлежности относятся к пегматитам, грейзенам и скарнам [17].

Объём общих и подтверждённых запасов бериллия в мире весьма нестабилен и существенно изменяется по странам и континентам с течением времени (рис. 1, 2, табл. 2, 3). Географическое распределение мировых общих запасов неравномерное. В 2006–2008 гг. 61% запасов принадлежал Америке (из них 42% Бразилии, по 8% США и Аргентине), ~20% – Азии, 16% – Африке, 3% – Австралии. Западная Европа почти лишена бериллиевых руд. По данным

Общие вопросы геологии и металлогении

1. Систематика собственных и комплексных месторождений бериллия

Геолого-промышленные типы	$T_{\text{форм}}^{\circ}\text{C}$	Возраст	Примеры месторождений (содержание BeO, %)
<i>Фтористые риолиты и трахиты</i>			
I. Берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты	200–120	KZ–MZ	Спор-Маунтин (0,72), Сьерра-Бланка (1,5–2) – США, Орот (0,25) – Россия
<i>Щелочные гранитоиды</i>			
II. Берtrandит-фенакит-флюоритовые метасоматиты	450–140	MZ	Ермаковское (1,3), Ауник (0,18), Амандак (0,41), Окунёвское (0,50) – Россия
III. Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты	500–200	MZ–PR	Пержанское (0,54) – Украина, Тор-Лейк (0,76) – Канада, Урма, Убур-Ташир (0,18–0,44) – Россия
<i>Нормальные лейкократовые граниты</i>			
IV. Берилл-слюдяные грейзены и минерализованные зоны дробления	500–200	PZ	Малышевское (0,14), Снежное (0,90), Боёвское (0,12) – Россия, Редскин-Шток (2) – США, Боа-Виста (0,25) – Бразилия
V. Апокарбонатные (Be-Li-Rb-Cs)-флюоритовые грейзены	450–140	PZ	Вознесенское (0,06), Пограничное (0,247) – Россия
VI. Комплексные (Be-W-Mo-Sn)-кварцево-жильно-грейзеновые	600–200	MZ–PZ	Казыр (0,38) – Россия, Кара-Оба, Акча-Тау, Нура-Талды (0,02–0,3) – Казахстан
VII. Бериллий-полиметалл-оловорудные скарны	500–150	PR	Укса, Хопунвара (0,1–0,8) – Россия, Лост Ривер (0,3–1,75), Айрон-Маунтин (0,7) – США
VIII. Редкометалльные (Li-Ta-Nb-Be) пегматиты	700–200	PZ–PR	Квартальное, Липовый Лог (0,03), Завитая (0,05), Вишняковское (0,03) – Россия, Берник-Лейк (0,22) – Канада, Серидозинью, Борборема (0,02–0,3) – Бразилия, Коктогай (0,06) – Китай

2. Мировые ресурсы и запасы бериллия на начало 2014 г., тыс. т [2]

Континенты, страны	Ресурсы	Подтверждённые запасы	Среднее содержание BeO в руде, %
Европа	-	2	
Норвегия	-	1	0,50
Португалия	-	1	0,10
Азия	109	15	
Афганистан	26	-	0,12
Индия	57	1	0,18
Китай	26	14	0,20
Африка	58	16	
Конго	6	1	0,14
Зимбабве	8	1	0,15
Мадагаскар	3	2	0,10
Мозамбик	4	1	0,18
Руанда	7	-	0,19
Уганда	7	7	0,22
Эфиопия	10	2	0,06
ЮАР	13	2	0,23
Америка	65	24	
Аргентина	23	2	0,24
Бразилия	4	2	0,36
Канада	1	5	1,00
США	37	15	0,74
Австралия и Океания	11	4	
Австралия	11	4	0,20
Мир в целом	243	61	

3. Запасы оксида бериллия по странам на 01.01.2006 г., по данным Л.И.Клаповской, 2008 г.

Континент, страна	Запасы общие, тыс. т	Доля в мире, %	Запасы подтверждённые, тыс. т	Содержание BeO, %
Европа	5	0,5	4,3	
Норвегия	2	0,2	2	
Португалия	3	0,2	2,3	0,1
Азия	343	31,4	42,5	
Афганистан	73	6,7	0	0,12
Индия	160	14,7	3	0,18
Китай	110	10,1	39,5	0,2
Африка	198	18,1	43,3	
ДР Конго	20	1,8	3	0,14
Зимбабве	25	2,3	2,5	0,15
Мадагаскар	15	1,4	4,8	0,1
Мозамбик	18	1,7	3	0,18
Руанда	25	2,3	5	0,19
Уганда	30	2,8	20	0,2
Эфиопия	25	2,3	0	0,06
ЮАР	40	3,7	5	0,23
Америка	501	45,9	109,4	
Аргентина	70	6,4	4,9	0,24
Бразилия	350	32,1	40	0,36
Канада	16	1,5	13,5	1
США	65	6,0	51	0,6
Австралия	45	4,1	11	0,2
ИТОГО	1092	100	210,5	

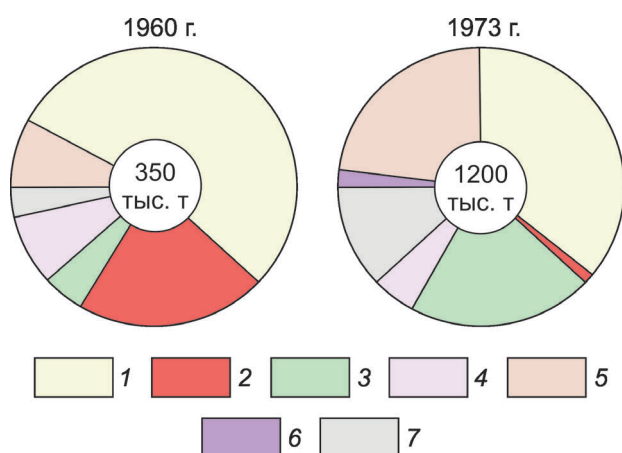


Рис. 1. Изменение сырьевых ресурсов BeO в мире в 1960, 1973 гг. [13]:

1 – Бразилия; 2 – Аргентина; 3 – Африка; 4 – Индия; 5 – США; 6 – Канада; 7 – другие

2015 г. ситуация заметно изменилась: 39,3% запасов принадлежат Америке (по 3,3% Бразилии и Аргентине, 24,6% США), 24,6% – Азии (23,0% Китаю), 26,2% – Африке, по 3,3% – Австралии и Западной Европе. В последние годы добыча бериллиевых руд сосредоточена главным образом в США и Китае (табл. 4).

По промышленным типам подтвержденные запасы мира по данным за 2006–2008 гг. распределяются следующим образом, % от мировых запасов: редкометалльные пегматиты 48 (Бразилия, Африка, Индостан, Австралия, Китай, 0,03–0,3% BeO), берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты 21 (США, 0,6–1,5% BeO), грейзеновые – берилл-слюдяные метасоматиты, кварцево-жильные зоны и штокверки – 25 (Бразилия, 0,03–0,3% BeO), бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты 6 (Канада, 0,3–1,4% BeO). Большая часть запасов приходится на относительно бедные пегматитовые и грейзеновые руды (табл. 5), причём на долю пегматитов – ~80% запасов, однако добывается из них лишь 30–35% BeO, а из флюоритизированных риолитовых туфов (Спор-Маунтин, Сьерра-Бланка) 65–70%. Бериллий-полиметалл-оловорудные скарны не рассматриваются ввиду их сложных технологических свойств.

Месторождения типа I – берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты – занимают треть ме-

сто в мире по запасам. Представлены объектами Спор-Маунтин и Сьерра-Бланка в США, мелкое проявление Орот в России. Месторождения этого типа приурочены к бортам мезокайнозойских рифтогенных депрессий и связаны с разломами, контролирующими распределение риолитовых вулканических комплексов.

Самое крупное месторождение мира Спор-Маунтин расположено в штате Юта в рудном районе Томас-Рейндж [24]. Район находится на северо-востоке стабилизированной структуры плато Колорадо, являющейся частью Северо-Американской платформы, подвергшейся в триасе рифтогенезу, с которым связано широкое проявление бимодального вулканизма. Это определило приповерхностное субвулканическое образование гидротермального оруденения. В состав палеоген-неогенового интрузивно-вулканогенного комплекса (39–6 млн лет) входят риолито-дациты, риолиты повышенной щёлочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,72\text{--}9,23\%$), в том числе топазовые, и их туфы, обогащённые F, Be, Sc, U. Месторождение вмещают риолиты, липариты, трахилипариты, туфы и их туфолавы, интенсивно окварцованные, серицитизированные и диккитизированные. Рудовмещающим служит горизонт пористых туфов в основании разреза вулкано-генной толщи, обогащённый обломками подстилающих известняков и доломитов (рис. 3). Участок месторождения находится в боковой части стратовулкана, где вулканогенные породы имеют пологое моноклинальное залегание. Минерализованные зоны образуют субсогласные пластообразные залежи протяжённостью 1–2 км и более при мощности до 16 м. Оруде-

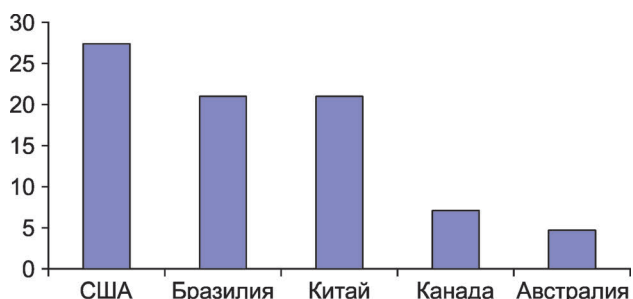


Рис. 2. Вариации подтвержденных запасов бериллия в зарубежных странах, % от мировых запасов [2]

4. Динамика мирового производства бериллия в концентратах, т [2]

Континенты, страны	1990	1995	2000	2005	2010	2012	2013
Европа	6	2	2	<0,1	-	-	-
Португалия	6	2	2	<0,1	-	-	-
Азия	15	15	55	20	22	20	20
Китай	15	15	55	20	22	20	20
Африка*	5	5	15	7	3	3	7
Замбия	-	-	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Зимбабве	3	2,5	7	-	-	-	-
Мадагаскар	-	0,5	1	<0,1	1	1	1
Мозамбик	1	-	3	6	2	2	6
Намибия	-	1,5	1	-	-	-	-
Уганда	-	-	-	1	-	-	-
ЮАР	1	0,5	3	-	-	-	-
Америка	208	236	193	110	180	225	236
Аргентина	1	1	1	-	-	-	-
Бразилия	27	35	12	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
США	180	200	180	110	180	225	235
Мир в целом**	234	258	265	137	205	248	262

* Кроме того, бериллиевые концентраты производят в незначительном количестве в Руанде, Кении и некоторых других странах, данные по которым не публикуются.

** В России с 2003 г. перерабатывают складированный бериллиевый концентрат.

нение представлено вкрапленностью, тонкими прожилками берtrandита (гельберtrandита, сфероберtrandита) и бецоита. Среднее содержание BeO в рудах 0,6–1,5%. В повышенном количестве отмечаются Li, Cs, Zn, иногда U и Sc. Оруденение относится к эпитеpмальному приповерхностному типу с метасоматозом аргиллизитовой формации. Разрабатываемое месторождение Спор-Маунтин обеспечивает >50% мирового производства бериллия [2].

Уникально богатое месторождение *Сьерра-Бланка* [24] размещается в шт. Техас. В районе выявлено пять риолитовых лакколлитов, прорывающих среднемерловые органогенные известняки. Риолиты (32,6±0,6 млн лет) содержат повышенные концентрации Li, Be, F, Zn, Rb, Y, Zr, Nb, Sn, Cs, REE. На контактах с риолитами по известнякам развито флюорит-бериллиевое оруденение, наиболее детально изученное вблизи лакколита Раунд-Топ. Сложные по морфологии рудные тела локализованы в пологих или крутых экзоконтактах риолитов, вблизи которых известняки и риолиты брекчированы и сцементированы флюоритовым агрегатом. Содержание BeO в рудах составляет 1,5–2%, CaF₂ 21–

5. Формационный состав бериллиевых месторождений в России и за рубежом (% от общих запасов в мире и в России), по данным Л.И.Клаповской, 2008 г.

Геолого-промышленные типы	Мир	Россия
I. Берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты	21	0
II. Берtrandит-фенакит-флюоритовые метасоматиты	0	11,5
III. Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты	6	0
IV. Берилл-слюдяные грейзены и зоны дробления	25	26
V. Апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые метасоматиты	0	12
VI. Комплексные (Be, W, Mo)-кварцевожильные	0	2,5
VIII. Редкометалльные пегматиты	48	48

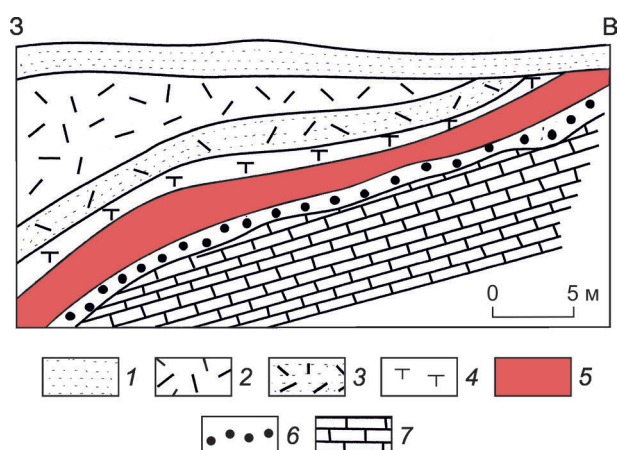


Рис. 3. Геологическое строение месторождения Спор-Маунтин:

1 – аллювиальные отложения; 2 – риолиты, часто топазсодержащие, Р; 3 – гидротермально изменённые риолиты; 4 – туфы риолитового и дацит-риолитового составов; 5 – рудное тело; 6 – туфы с обломками известняков; 7 – известняки и доломиты, PZ

34%. Набор бериллиевых минералов сложный, главные – бехоит, бертрандит, фенакит, отмечаются берборит и хризоберилл, сопутствующие – флюорит, кварц, кальцит, халцедон, анальцим, барит, церуссит, целестин, каолинит, монтмориллонит, гроссуляр. Наличие граната и хризоберилла, по-видимому, свидетельствует о проявлении скарнирования, предшествующего рудному гидротермальному процессу. По минеральному составу объект Сьерра-Бланка занимает промежуточное положение между субвулканическими месторождениями бертрандитового типа и гипабиссальными бертрандит-фенакитового.

Месторождения типа II – бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматиты – известны только в России в провинции Западного Забайкалья, которая приурочена к северо-восточному флангу Северо-Монголо-Забайкальского внутриконтинентального рифтогенного вулканического пояса, наложенного на краевую часть раннепалеозойского Баргузино-Витимского микроконтинента. С рифтогенезом связано развитие бимодальной серии, включающей триасовые контрастные по составу вулканы цаган-хунтейской свиты и интрузии щелочных сиенитов

и гранитов малокуналейского комплекса, а также месторождения бериллия. Рифтогенез сопровождался дизъюнктивными нарушениями с появлением глубоко проникающих трещинных структур, послуживших каналами для поднятия глубинных потоков тепла и флюидов под воздействием мантийного плюма [11, 12].

Провинция, отличающаяся ярко выраженной флюорит-бериллиевой специализацией, включает месторождения и рудопроявления Ермаковское, Ауник, Амандак, Окунёвское, которые сформировались в связи с широким развитием щелочных магматических серий раннемезозойского возраста и локализовались в раннепалеозойских метаморфических породах, представляющих коллаж террейнов разного состава [4], последовательно наращивавших Сибирский кратон с севера на юг с конца рифея до позднего палеозоя [17, рис. 8.1]. Существенные вариации в составе террейнов определили качественные различия бериллиевых месторождений. Более бедные объекты (Ауник, Амандак) локализовались в турбидитовых террейнах, сложенных терригенно-карбонатными и флишевыми отложениями на пассивной континентальной окраине Сибирской платформы. Осадочно-метаморфические толщи Еравнинского островодужного террейна, на территории которого расположено богатое *Ермаковское месторождение*, преимущественно сложены основными вулканитами, метаморфизованными до кристаллических сланцев, с карбонатными прослоями.

На участке Ермаковского месторождения осадочно-метаморфические породы образуют синклиналию складку, крылья которой сложены доломитами, перекрытыми пачкой переслаивания кристаллических известняков и сланцев, а мульда выполнена метаморфизованными песчаниками [17, рис. 8.5, 8.6]. Отличаясь значительной анизотропией физико-механических и химических свойств, терригенно-карбонатные породы представляют благоприятную среду для возникновения рудовмещающих структур и развития в них метасоматических процессов. В пределах пачки тонкого переслаивания локализуются основные рудные тела месторождения, наиболее богатые флюорит-бериллиевые руды избирательно развиваются по пластам кристаллических известняков. Фор-

мированию богатого оруденения также способствовало интенсивное развитие тектонических трещин и брекчий, оперяющих крупные разломы и пересекающих эти толщи. Трещинные системы играли рудораспределяющую роль, в сочетании с переслаиванием терригенно-карбонатных пород они обусловили появление эффективных геохимических ловушек разнообразного строения и локализацию в них метасоматического, реже брекчиевого флюорит-бериллиевого оруденения. Химический состав сланцевой толщи отвечает метаморфизованным вулканическим базальтам и андезитам [17], а их повышенная основность в соответствии с принципом кислотно-щелочного взаимодействия повысила щёлочность рудоносных флюидов, что, в свою очередь, вызвало проявление амфотерных свойств бериллия и образование не только его силикатов (фенакита, берtrandита), но и нескольких бериллосиликатов (лейкофана, мелинофана, эвидимита, миларита, бавенита) в составе руд.

Элементом вмещающей среды служат также палеозойские изверженные породы, прорывающие стратифицированные толщи. Наиболее древнее межпластовое тело раннепалеозойских габброидов (332–318 млн лет) [11], залегающее в верхней части пачки переслаивания, оказало существенное экранирующее воздействие на отложение флюорит-бериллиевого оруденения.

Для определения источников магматических, осадочно-метаморфических пород и руд месторождения проведены Sr-Nd изотопно-геохимические исследования [11]. Они показали, что источники базитовых даек, синрудных щелочных гранитоидов и бериллиевых руд сопоставимы между собой, но источники гранитоидов более обогащены компонентом EM-II по сравнению с базитами. Изотопный состав этих пород и руд варьирует между умеренно обогащёнными мантийными источниками и вмещающими осадочно-метаморфическими толщами, а также гранитами Ангаро-Витимского батолита. На основании полученных данных авторы исследования сделали вывод о том, что синрудные магматические породы и бериллиевое оруденение формировались с участием мантийных плюмовых источников с частичной ассимиляцией

вещества гранитоидов батолита и вмещающих осадочных пород.

В мире разведаны два **месторождения типа III – бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты**, запасы которых составляют 6% от общих (см. табл. 1, рис. 2), в Канадском и Украинском щитах. Они соответствуют платформенным областям с горстовыми поднятиями линейной конфигурации в краевых частях авлакогенов. В России известны рудопроявления с прогнозными ресурсами в Убур-Таширском (Западное Забайкалье) и Улканском (Алдан) районах, приуроченные к более молодым рифтам.

На территории Канадского щита *месторождение Тор-Лейк* локализуется в пределах раннепротерозойского (2057–2175 млн лет) многофазного плутона Блэчфорд-Лейк в борту раннепротерозойского авлакогена Атапуско [24]. Рудоносный массив имеет зональное строение. Во внешней зоне находится габброанортозит, затем – зона рибекитового гранита, преобладающая по объёму, центральная часть сложена сиенитом. Оруденение залегает преимущественно в сиенитовом ядре, частично среди рибекитовых гранитов. Рудные тела тяготеют к зонам дробления, пересекающим эти породы. Наиболее важная зона представляет собой крупное бериллиевое месторождение, протягивается по простиранию до 1 км при максимальной мощности до 300 м. Форма её чётковидная с отчётливым зональным строением. Во внешней части зоны преобладает альбит, сопровождаемый калишпатом, кварцем, слюдами, в ядре – кварц. С альбитом ассоциируют фенакит, литиевые слюды и ряд минералов Y, Zr, Ga, Nb, Ta; содержание BeO в рудах 0,76%. Отношение Th/U > 1, что говорит о мантийном происхождении щёлочно-гранитной магмы [26].

Пержанское месторождение приурочено к северо-западной окраине Украинского щита – Волынскому блоку – раннедокембрийскому микроконтиненту с повышенной мощностью сиалической коры. Формирование месторождения связано с гранитными массивами, которые рассматриваются в качестве заключительных фаз Коростеньского рапакиви-анортозитового магматизма, инициированного плюм-тектони-

ческими процессами позднепротерозойского возраста. Оруденение располагается в пределах зон глубинных разломов в узлах их пересечения с оперяющими нарушениями. Рудные тела, сложенные метасоматитами, объединены в несколько зон, согласно залегающих с гнейсовидностью вмещающих гранитов [17, рис. 3.5]. Метасоматиты имеют зональное строение: гранитоподобная порода с голубым кварцем → кварц-полевошпатовый метасоматит → полевошпатовый метасоматит → слюдисто-полевошпатовый метасоматит → сидерофиллитовый грейзен. Среднее содержание Be 0,15–1,70%.

Месторождение отличается уникально промышленной концентрацией бериллия в виде редкого минерала – гентгельвина. Это обстоятельство указывает на высокотемпературные, относительно восстановительные и щелочные условия минералообразования при низких значениях активности S^{2-} . Кристаллизация гентгельвина проходила в интервале T 540–320°C. В надкритических флюидах H_2S диссоциирует очень слабо, поэтому активность S^{2-} низкая и в таких условиях даже типичный халькофильный цинк приобретает литофильные свойства, кристаллизуется в виде гентгельвина и виллемита, в которых он находится в четверной координации (как и бериллий в гентгельвине).

Малоглубинное *Урминское месторождение* типа бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов размещается на юго-западе Бурятии в пределах Таширского рудного района [17]. Геолого-тектоническая позиция последнего сходна с положением берtrandит-фенакит-флюоритовых месторождений – в узле пересечения крупных разломов на борту Боргойской рифтовой впадины, выполненной осадочно-вулканогенными породами мезозойского возраста. Прилегающая часть района в основном сложена палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, прорывающими протерозойскую осадочно-метаморфическую толщу. Месторождение локализуется в пределах гипабиссального Убур-Таширского массива триасового возраста, сложенного граносиенитами, кварцевыми сиенитами, биотитовыми и роговообманковыми лейкократовыми гранитами и гранодиоритами. Рудоконтролирующими структурами являются системы контракционных, сколовых и сбросо-сдвиговых тре-

щин. Рудные тела линзообразной и неправильной форм, крайне невыдержанные по простиранию и падению, располагаются кулисообразными сериями в составе зон субмеридионального и северо-восточного простирания [17, рис. 8.43]. Бериллиевое оруденение концентрируется в кварц-микроклин-альбитовых метасоматитах и гематит-кварцевых жилах в форме берtrandита и второстепенного по значению гельвина, количество которого возрастает с глубиной. Среднее содержание BeO в рудах варьирует в пределах 0,18–0,44% в зависимости от принятого бортового содержания.

К месторождениям **типа IV – берилл-слюдяные грейзены и минерализованные зоны дробления** – относятся достаточно разнородные объекты, которые объединяют наличие берилла, грейзенов и тектоническая проработка рудных зон (в том числе с богатыми рудами). В сумме и в мире, и в России они содержат до четверти запасов, занимая второе место после пегматитов (см. табл. 1, 5).

Богатое *Снежное месторождение* расположено в восточной части Восточно-Саянского региона в пределах Хамсаринского островодужного террейна [4]. Контролируется узлом пересечения региональной субширотной зоны с группой разломов северо-западного простирания. В результате образуется ромбовидный тектонический блок, ограниченный разрывами и зонами бластомилонитов. Участок месторождения [17, рис. 7.15] сложен метаморфическими породами утхумской свиты (PR_3) – амфиболовыми, биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, амфиболитами с прослоями мраморизованных известняков. Сланцы и амфиболиты мигматизированы и по сланцеватости пересекаются или вмещаются мелкозернистыми плагиоклазовыми и кварц-плагиоклазовыми агрегатами. Вблизи рудных зон эти породы также биотитизированы, местами до слюдитов. Метаморфическая толща интродуцирована габбродиоритами (495–443 млн лет), небольшими телами гранитов огнитского комплекса (449–438 млн лет) и рибекитовых гранитов.

В пределах блока выделены три зоны с бериллиевым и две с тантал-ниобиевым оруденением, которые пространственно разобщены. Тантал-ниобиевые зоны находятся на восточ-

ном фланге месторождения и гипсометрически расположены ниже бериллиевых. Минерализованные зоны дробления, содержащие бериллиевое оруденение, имеют протяжённость первые сотни метров, мощность первые десятки метров. Состав обломков весьма разнообразен – амфиболиты, биотитовые слюдиты, мелко-, среднезернистые лейкократовые плагиограниты. Цемент брекчии преимущественно мелкозернистый, лейкократового кварц-альбитового и кварц-олигоклазового состава с незначительным содержанием биотита. Главные промышленные минералы – фенакит, берилл, а также флюорит (от единиц до 25–30%). Им сопутствуют биотит, полевые шпаты (микроклин, реже олигоклаз, альбит), кальцит, в переменном количестве кварц; присутствуют сульфиды. Распределение оруденения в рудных телах гнездово-вкрапленное и штокверково-прожилковое до фрагментов массивных руд с колебанием содержания BeO от 0,0п до п%.

Формированию месторождения с исключительно богатыми рудами способствовала его локализация в блоке пород с мощным фундаментом, в узле пересечения глубинных разломов, который служил проницаемым каналом для рудоносных флюидов. А мощная зона брекчирования, возникшая на участке интенсивных тектонических подвижек, была эффективной структурно-литологической ловушкой, тем более, что состав орто- и параамфиболитов с повышенным содержанием кальция благоприятствовал активному разложению бериллиевых фторкомплексов. По генетическим особенностям бериллиевое оруденение ближе всего к месторождениям слюдисто-флюорит-берилловой формации, но отличается от них наличием в рудах фенакита в равных количествах с бериллом. Это объясняется присутствием в рудном поле щелочных рибекитовых гранитов и влиянием вмещающих пород, повышенная основность которых обусловила увеличение активности щелочей в процессах рудообразования.

Малышевское месторождение – самый крупный объект района Изумрудные Копи, который приурочен к восточному экзоконтакту Адуйского гранитного плутона (Средний Урал). Плутон относится к анатектической адамеллит-гранитной серии континентально-коллизийного типа.

Месторождения рудного района представлены двумя различными промышленными типами: $Be-Nb-Ta$ -альбит-микроклиновыми пегматитами (Квартальное, Липовый Лог) и Be -изумрудными объектами нестандартного генетического типа [17]. Их неповторимое своеобразие обусловлено двумя главными факторами: ультраосновным составом вмещающих пород и расположением в мощной тектонической зоне регионального Сусанско-Асбестовского разлома. Рудные тела локализованы в зоне серпентинитового меланжа, уходящей на глубину >600 м. Тектонический меланж приблизительно в равных объёмах состоит из жёстких макробудин диоритовых порфиритов, серпентинитов, разделяющих их тектонических зон, в которых серпентиниты изменены до тальковых сланцев. Механическая неоднородность вмещающей толщи определила возникновение рудных тел двух морфологических типов [17, рис. 4.6]. В жёстких блоках, где существовали длительно приоткрывавшиеся трещины отрыва, локализовались пологие кварц-плагиоклазовые жилы субширотного простирания, включающие основную массу берилла. Между ними в тектонических зонах, представленных сколовыми трещинами среди пластичных тальковых сланцев, которые не могли долго сохранять открытые трещины, развивались прожилково-метасоматические слюдитовые рудные зоны с крутым падением и субмеридиональным простиранием, являющиеся главными носителями изумрудов. Отметим, что изначальная морфология рудных тел этого типа существенно изменена интенсивным пострудным дроблением и развальцеванием.

По количеству лития в слюдах и высокой концентрации Ge -центров в кварце Малышевское месторождение ближе к $Na-Li$ пегматитам (воджинит-танталит-петалитовым – Вишняковского месторождения и танталит-сподуменовым – Калбы), чем к альбит-микроклиновым пегматитам Квартального месторождения. Избыток Eu в Ca -содержащих минералах (флюорите, апатите, плагиоклазе) говорит о повышенной глубинности формирования Малышевского месторождения.

Таким образом, выявляется промежуточная природа жил Малышевского месторождения между пегматитами и кварцевыми жилами грей-

зенового типа. Кварц-плагиоклазовые жилы формировались в условиях десиликации под влиянием ультраосновных вмещающих пород на значительной глубине (5–6 км), предельной для грейзенового генетического типа, при участии расплавов, что доказано наличием расплавных включений с $T_{\text{гом}} > 620^\circ\text{C}$ и флюидным давлением > 4 Кбар [16]. Различие металлогенического профиля пегматитов и грейзенов объясняется условиями миграции Ta и Nb преимущественно в закрытых расплавных системах. При формировании Малышевского месторождения флюидная составляющая преобладала над расплавной, так как очаг пегматитовых Ta-Nb-Be-Li расплавов был вскрыт проницаемой тектонической зоной и развитие флюидно-магматической системы сдвинулось в сторону грейзенового генетического типа.

Боёвское флюорит-берилловое месторождение находится на периферии Боёвско-Биктимировского Be-вольфрамоносного рудного района в пределах сиалического Конёвско-Карасьевского срединного массива в юго-восточной части Восточно-Уральского микроконтинента, который характеризуется пониженным уровнем силы тяжести. Месторождение удалено на 5–6 км от выходов слабо эродированного Конёвско-Карасьевского гранитного плутона континентально-коллизийного типа [19]. Рудное поле сложено вулканогенно-осадочными породами с чередованием алюмосиликатных и карбонатных, что обуславливает анизотропию структурно-литологических свойств. Рудные зоны локализованы в пределах сбросо-сдвиговых тектонических зон и по морфологии относятся к согласным прожилково-метасоматическим залежам [17, рис. 4.29]. Неоднородные состав и механические свойства вмещающих пород способствовали образованию пяти типов руд, различающихся по структурно-текстурным особенностям, количественному соотношению породообразующих и бериллиевых минералов и, соответственно, по качеству.

В Южной Америке известно крупное *месторождение бериллия Боа-Виста*, расположенное в Восточно-Бразильском поясе позднедокембрийских редкометалльных пегматитов в шт. Минас-Жерайс на юго-восточном склоне гряды Серрадуз-Айморес. Общие запасы BeO 40 тыс. т

при среднем содержании в рудах 0,25%. Обнаружено в 1959 г., разрабатывалось с 1961 г. открытым способом. Находится в субмеридиональной рудной зоне (площадь ~ 4000 км²), приуроченной к восточной границе Западно-Бразильского щита с протерозойской складчатой системой и содержащей ряд редкометалльных пегматитовых месторождений. Локализовано в лейкократовых гранитах, прорывающих толщи филлитов. Геолого-промышленный тип месторождения – грейзеновый в слюдяных метасоматитах. Рудные залежи представлены минерализованными зонами сложной формы (длина 100–300 м, ширина до 200 м, мощность 1–6 м), реже жилами. Руды гнездово-вкрапленные берилл-бертрандит-мусковитового состава. Главные рудные минералы – бертрандит, берилл, эвклаз (в соотношении 1:1:1). Попутные компоненты – молибден, вольфрам, серебро, флюорит.

В Северной Америке группа богатых *месторождений бериллиеносных грейзенов Редскин-Шток* расположена в шт. Колорадо в 16 км от Лейк-Джордж [14]. Район сложен метаморфическими породами докембрия – биотит-кварцевыми диоритовыми гнейсами и ортогнейсами (1730 млн лет), которые интродуцированы позднеперифейскими гранитами Пайкс-Пик и штока Редскин (995–1080 млн лет). Граниты штока обогащены характерными для рудоносных массивов элементами – Be, Li, Rb, Sn, F. Бериллиеносные грейзены развиты среди тонкозернистых аплитовидных или порфиroidных гранитов штока и осложняющих его куполов Бумер и Чайна-Волл. Рудоносные мусковит-кварцевые грейзены включают берилл, эвклаз, бертрандит. Кроме того, в них отмечаются флюорит, топаз, галенит, халькопирит, арсенопирит, реже пирит, сфалерит, молибденит, вольфрамит. Широко распространены безрудные грейзены. Берилл встречается также в кварц-топаз-вольфрамитовых жилах. Главные рудные участки находятся в куполах Бумер, Чайна-Волл, Мери-Ли и ущелье Редскин. Наиболее рудоносны проявления купола Бумер. Рудные тела приурочены к контактам гранитов и гнейсов, имеют линзовидную или жильную форму. Средние содержания BeO колеблются в пределах 0,70–2,0%. Высокой рудоносности месторождения способствовало, помимо обогащения бериллием гра-

нитной магмы, влияние гнейсов основного состава.

Тип V – апокарбонатные (Be-Li-Rb-Cs)-флюоритовые грейзены – представлен крупнейшими Вознесенским и Пограничным месторождениями (Приморский край), сформировавшимися под воздействием мантийного горячего поля (плюма). Флюорит ранних генераций сохраняет изотопный состав, свидетельствующий об этом [8].

Комплексные (Be-W-Mo-Sn)-кварцево-жильно-грейзеновые месторождения типа VI вносят лишь небольшой вклад в МСБ бериллия (см. табл. 5).

Тип VII – бериллий-полиметалл-оловорудные скарны не обрабатываются ввиду технологической сложности руд.

Тип VIII – редкометалльные (Li-Ta-Nb-Be) пегматиты. Преобладание пегматитовых месторождений в сырьевой базе бериллия за рубежом и в России обусловлено тем, что объекты этой формации на протяжении всей геологической истории Земли преимущественно развивались в платформенных областях [6], которые на всех континентах занимают самые большие площади [18]. Наиболее известные и крупные пегматитовые месторождения берилла (Берник-Лейк и др.) – располагаются в Северной и Южной Америке, Африке, Азии (Аравия, Индостан), Австралии и, возможно, части Антарктиды (рис. 4). Современные палеогеодинамические реконструкции показали, что эти континенты являются фрагментами докембрийского суперконтинента Гондвана [22], представлявшей мощную докембрийскую платформу.

Бразилия расположена в пределах докембрийской Южно-Американской платформы, фундаментом которой образован мощным комплексом разнообразных по составу и степени метаморфизма пород, пронизанных гранитоидами. Докембрийские породы слагают ряд поднятий, крупнейшие из них – Гвианский и Западно-Бразильский щиты. Бериллиевые руды преимущественно сосредоточены в комплексных пегматитовых месторождениях, которые приурочены к Главному пегматитовому поясу Бразилии, в тектоническом отношении представляющем авлакоген. Крупнейшие месторождения – Парельяс, Сан-Томе, Серидозинью. В заключительную ста-

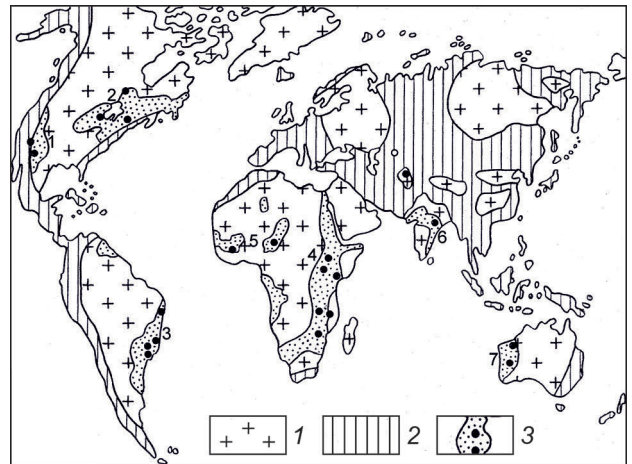


Рис. 4. Размещение зарубежных редкометалльных месторождений [1]:

1 – платформы; 2 – складчатые пояса; 3 – крупнейшие редкометалльные провинции и месторождения (1 – Кордильерский рифтовый пояс, 2 – Аппалачский пояс, 3 – Восточно-Бразильский пояс, 4 – Восточно-Африканский пояс, 5 – Центрально- и Западно-Африканские пегматитовые поля, 6 – Индийский пегматитовый пояс, 7 – Восточно-Австралийский пегматитовый пояс)

дию развития Восточно-Бразильской системы (конец докембрия – кембрий) по разломам широтного или северо-восточного простирания произошло внедрение гранитов и пегматитов с богатым редкометалльным (бериллий, тантал и др.) оруденением [20].

В качестве главных прогнозных критериев распространения крупных месторождений бериллия можно выделить ряд геологических, петрографических, литологических и минералого-геохимических особенностей рудных районов.

Гранитогенный характер промышленного бериллиевого оруденения определяет его локализацию в блоках с повышенной мощностью сиалической коры. Благоприятной предпосылкой формирования крупных бериллиевых месторождений служит интенсивное проявление предшествующего гранитного батолитообразования, придающего соответствующую специализацию провинции с повышенным кларком бериллия, наряду с другими литофильными элементами.

Кроме гранитонасыщенности фундамента, в ряде регионов благоприятную роль играет присутствие толщ повышенной основности. Так, в Западном Забайкалье и Восточных Саянах наиболее богатые месторождения (Ермаковское и Снежное) расположены в пределах островодужных террейнов, а месторождения того же формационного типа, но с бедными рудами (Ауник) находятся на территории турбидитовых террейнов.

В мобилизации бериллия из нижних частей сиалической коры важное значение имеют мантийные потоки тепла и флюидов (обогащённых фтором и щелочами) (плюмами), которые инициированы внедрением мантийных диапиров. Поэтому в размещении рудных районов определяющую роль играют узлы пересечения глубинных региональных разломов, в которых возникали длительно существовавшие пронцаемые каналы, корнями достигавшие верхнемантийных флюидно-магматических очагов, способствующих образованию и глубокой дифференциации гранитных магм. Известно, что уникальные месторождения часто находятся в пределах протяжённых тектонических зон, связанных с рифтогенезом [23].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская В.В.* Закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений. – М.: Недра, 1980.
2. *Бежанова М.П., Стругова Л.И.* Научно-информационный справочник «Ресурсы, запасы, добыча, потребление и цены важнейших полезных ископаемых мира». – М.: ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», 2015.
3. *Беус А.А.* Бериллий // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., 1964. Т. I. С. 94–132.
4. *Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И.* Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. М-б 1:2 000 000. – Улан-Удэ: ГИ СО РАН, 2004. CD ROM.
5. *Гинзбург А.И.* Основные черты геохимии бериллия // Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М., 1977. С. 5–23.
6. *Гинзбург А.И.* Учение о пегматитах в свете современных знаний // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М., 1983. С. 164–192.
7. *Говоров И.Н.* Геохимия рудных районов Приморья. Ч.1. – М.: Наука, 1977.
8. *Говоров И.Н., Благодарёва Н.С., Журавлёв Д.З.* Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr-изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 60–69.
9. *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Наука, 1987.
10. *Журнист А.В.* Бериллий. В поисках сверхвещества // Редкие земли. 2013. № 1. С. 66–73.
11. *Изотопно-геохимические* параметры и источники бериллиеносных гранитоидов и других пород на примере Ермаковского месторождения (Западное Забайкалье, Россия) / Д.А.Лыхин, В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк и др. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 4. С. 321–336.
12. *Источники* магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны / А.А.Воронцов, В.В.Ярмолюк, Д.А.Лыхин и др. // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 37–60.
13. *Коган Б.И.* Редкие металлы. Состояние и перспективы. – М.: Наука, 1979.
14. *Коган Б.И., Капустинская К.А., Топунова Г.А.* Бериллий. – М.: Наука, 1975.
15. *Куприянова И.И.* Особенности формирования бериллиевого оруденения, связанного с гранитами // Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М., 1977. С. 99–160.
16. *Куприянова И.И., Соколов С.В.* Об условиях образования флогопит-маргарит-берилловой минерализации // Геология рудных месторождений. 1984. Т. XXVI. № 6. С. 32–44.
17. *Куприянова И.И., Шпанов Е.П.* Бериллиевые месторождения России. – М.: ГЕОС, 2011.
18. *Мишин Н.И., Степина З.А.* Платформенный панцирь Земли. – СПб.: Тема, 2000.
19. *Орогенный* гранитоидный магматизм Урала / Г.Б.Ферштатер, Н.С.Бородина, М.С.Рапопорт и др. – Миасс: ИГИГ УрО РАН, 1994.
20. *Путцер Г.* Вольфрамо-бериллиево-ниобиевая провинция плоскогорья Борборема (Северо-Восточная Бразилия). – М., 1959. Бр. 26176.

21. Стунжас А.А., Говоров И.Н. Комплексные карбонатные, фторкарбонатные соединения бериллия и их роль при миграции бериллия в природных водах // Геохимия. 1981. № 4. С. 517–524.
22. Хаин В.Е., Божко Н.А. Гондвана – исчезнувший суперконтинент // Природа. 1989. № 6. С. 36–45.
23. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. – М.: Наука, 1991.
24. Barton M., Young S. Non-pegmatitic deposits of beryllium: mineralogy, geology, phase equilibria and origin // Beryllium: mineralogy, petrology and geochemistry. 2002. Vol. 50. P. 591–691.
25. Grew E.S. Mineralogy, petrology and geochemistry of beryllium: an introduction and list of beryllium minerals // Beryllium: mineralogy, petrology and geochemistry. 2002. Vol. 50. P. 1–76.
26. Varieties of granitic uranium deposits and favorable exploration areas in the Eastern-United States / J.W.Rogers, P.C.Ragland, R.K.Nishimori et al. // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. N. 8. P. 1539–1555.

Куприянова Ирина Ивановна,
доктор геолого-минералогических наук
kuprijan@aha.ru

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL GENESIS FACTORS OF Be DEPOSITS OF VARIOUS ECONOMIC TYPES

I.I.Kupriyanova

A new interpretation of history and development conditions of Be mineralization pertaining to various genetic and economic types is proposed on the basis of published and new data on geological and geochemical factors of Be deposit formation. Relative reserve ratio of various Russian and worldwide BeO deposits is compared, reasons for the defined ratios are analyzed with account of Be geochemical properties, geological and tectonic situation and crust/mantle interaction.

Key words: beryllium, deposit, reserves, genesis, tectonics, crust, mantle.

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) 315-28-47. Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Периодичность – 4 номера в год. Цена подписки на год 1200 рублей.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Н.Н.Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я),
г. Мирный

Проанализировано поведение глинистых минералов осадочных формаций на различных стадиях седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метагенеза. Показано, что каждая из выделенных в земной коре зон характеризуется различными сочетаниями глинистых минералов и степенью постседиментационного преобразования пород. Описаны глинистые минералы и их ассоциации в терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, вулканогенных и галогенных формациях. Детально рассмотрены глинистые минералы ранних стадий седименто- и диагенеза (частично катагенеза), с которыми связано большинство древних (позднепалеозойских и мезозойских) алмазонасных россыпей.

Ключевые слова: глинистые минералы, осадочные формации, седиментогенез, диагенез, катагенез, метагенез отложений.

Накапливающиеся в отложениях различных осадочных формаций глинистые минералы с учётом их изменения и новообразования на разных этапах осадочного процесса характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями. Содержание аллотигенных глинистых минералов в отложениях осадочных формаций обычно фоновое. Поэтому для формационного анализа типоморфное значение имеют и аутигенные глинистые минералы, природа которых определяется гидрогеохимическим характером и термобарическими параметрами среды минералообразования. При геологической интерпретации данных изучения глинистых минералов должно, по нашему мнению, учитываться подразделение осадочного чехла земной коры на четыре (сверху вниз) зоны [8–10, 12, 13, 16, 17], соответствующие стадиям диагенеза (ДГ) – протокатагенеза (ПК₁₋₃), ранним подстадиям стадии мезокатагенеза (МК₁₋₂), поздним подстадиям этой же стадии (МК₃₋₅) – апокатагенеза (АК₁₋₄)

и метагенеза (МГ). При этом стадия ПК и подстадии МК₁₋₂ вместе со стадией ДГ относятся к раннему, а подстадии МК₃₋₅ и стадия АК – к позднему катагенезу. Три верхние зоны включают собственно осадки и осадочные породы, четвёртая – их метаморфические аналоги. Каждая зона отличается различной степенью постседиментационного преобразования отложений, в том числе содержащихся в них глинистых минералов. Постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды, варьирующих в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления, в главнейших литологических формациях (терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной, вулканогенной, галогенной) специфичны [10, 11, 16–21]. Важнейшей предпосылкой объективного использования результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле (в частности в отложениях тех или иных осадочных формаций)

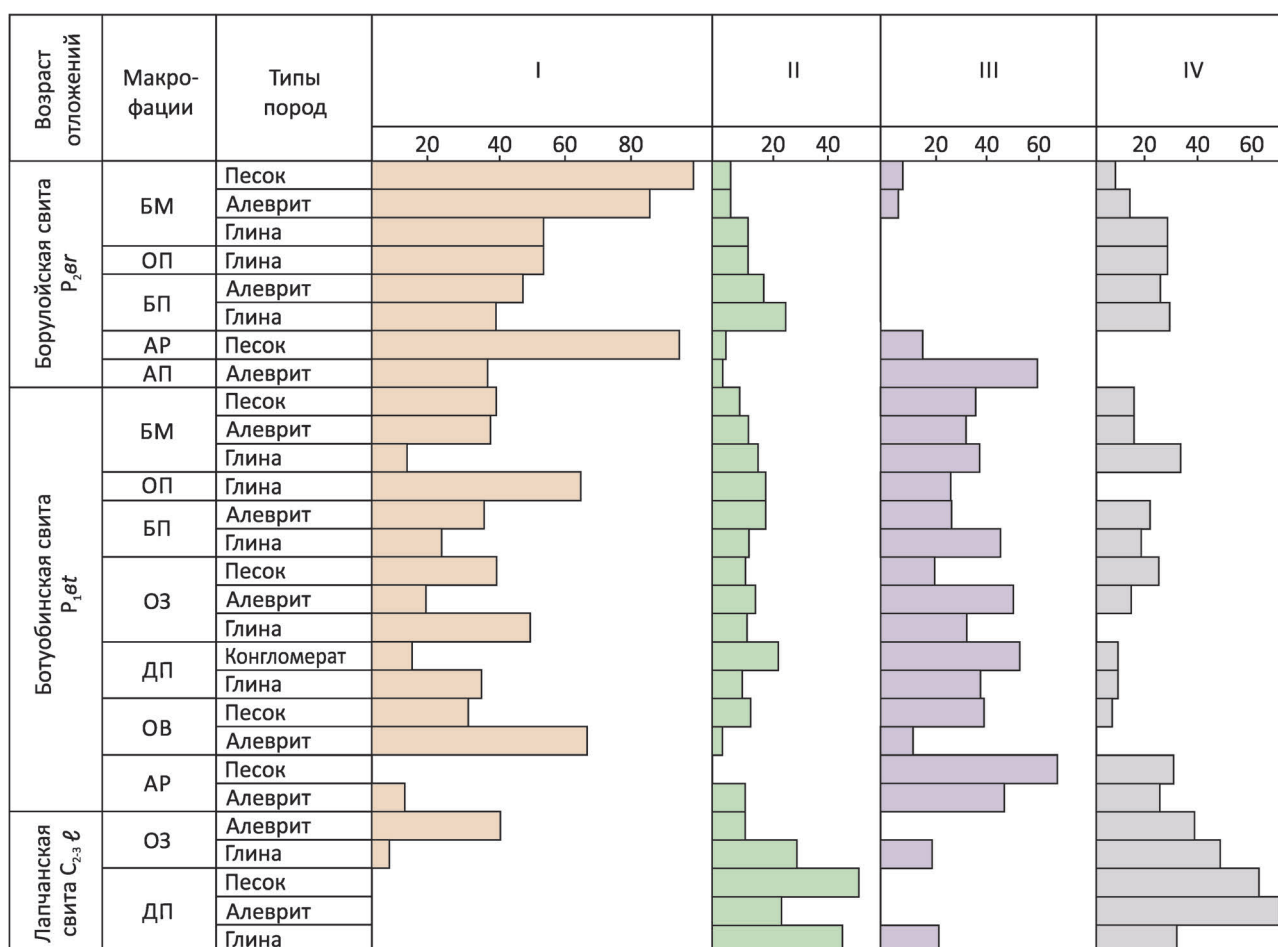
является не только рассмотрение палеотектонических и палеоклиматических факторов, определяющих закономерности накопления отложений [1, 3–5, 7], но и исследование достаточно мощных характерных для каждой формации толщ с необходимой статистикой количества изучаемых объектов, включая дублирующее число образцов в отдельных частях конкретных разрезов.

Отложения терригенной формации (или терригенных формаций) наиболее широко распространены в осадочном чехле земной коры. Наличие в верхней части чехла слагающих определённый регион легко размокающих в воде глинистых отложений, а также способных к аналогичной дезинтеграции их песчано-алевритовых разностей указывает на то, что они претерпели изменения, соответствующие лишь диа- и начальным этапам раннего катагенеза, т.е. относятся к зоне I осадочного чехла. Отмеченная особенность чётко согласуется с присутствием в отложениях практически неизменённых разновидностей смектита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, содержащих >40% разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются подчинённые неразбухающие [2, 6, 7]. Одновременно с этим для слюдистых минералов данной зоны характерны псевдоизометричнопластинчатая форма частиц и отсутствие различий в их морфологии как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях, что свидетельствует об их аллотигенном происхождении [11, 14, 15].

Анализ ассоциаций глинистых минералов из соответствующих зоне I отложений позволяет оценивать климатические условия в предшествующие размыву источников сноса этапы геологического развития. Так, существенное содержание в накапливавшихся мощных толщах терригенных отложений каолинита говорит о размыве достаточно зрелых кор выветривания [3, 15], что при моно- и олигомиктовом типах обломочного материала указывает на накопление продуктов, связанных с размывом кор выветривания (KB), в пресных водоёмах или в эпиконтинентальных морях на пассивных континентах Мирового океана (одна из основных закономерностей формирования отложений платформенной субформации терригенной форма-

ции). В случае размыва KB, сформированных на первично-слюдистых породах, содержащих в основном более устойчивую, чем 1M, гидрослюду политипной модификации 2M₁, последняя, наряду с каолинитом, также является характерным типоморфным минералом отложений платформенной субформации [2, 6]. Присутствие в отложениях субформации только диоктаэдрических глинистых минералов – признак накопления терригенно-аллотигенного материала в пресноводных условиях [14]. Наличие же в рассматриваемых отложениях хлорита как слоистого минерала наиболее ранней генерации, связанного в глинистых разностях с аградационной трансформацией монтмориллонита, а в песчано-алевритовых с развитием в них крустификационного цемента, подчёркивает их приуроченность к морским бассейнам [7]. Соответственно, преобладание в полимиктовых отложениях гидрослюды 1M и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований свидетельствует о размыве активных окраин континентов и накоплении отложений геосинклинальной субформации терригенной формации. В данном случае сохранность хлорита в полимиктовых отложениях может быть результатом переотложения слабо изменённых гипергенными процессами Fe-Mg-разностей изверженных и метаморфических пород. В ходе постседиментационного преобразования отложений терригенной формации глинистые минералы в соответствии с литолого-фациальным типом накапливавшихся осадков подвергаются аградационной трансформации. Эти изменения по масштабу отражают степень погружения содержащих глинистые минералы отложений в зоны всё более высоких давлений, и особенно температур, а течение процессов зависит от гидрогеохимического характера среды [2].

Особенно наглядно это наблюдается в терригенных образованиях древних потенциально алмазоносных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы. Так, главнейшими образованиями позднего палеозоя Малоботубинского алмазоносного района, в формировании которых существенную роль сыграли позднедевонские – раннекаменноугольные KB, являются породы лапчанской (C₂₋₃l), ботубинской (P₁bt) и борулойской (P₂br) свит. В ниж-



Среднее содержание глинистых минералов во фракции $<0,001\text{ мм}$ из пород различных макрофаций позднепалеозойского возраста, %:

макрофации: АР – русловых отложений, АП – пойменных отложений, ПК – пролювиальных отложений, ОВ – озёрных отложений речных преимущественно аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, ОЗ – растающих слабо заболачивающихся озёр и заиляющихся торфяных болот речных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, БП – заливно-лагунного прибрежного мелководья бассейна, БМ – открытого подвижного мелководья бассейна, ОП – озёрно-пролювиальных отложений, ДП – делювиально-пролювиальных отложений; глинистые минералы: I – монтмориллонит и смешанослойные образования, II – гидрослюда, III – каолинит, IV – хлорит

них горизонтах лапчанской свиты, непосредственно залегающих на КВ терригенно-карбонатных пород, отмечены (рисунок) максимальные концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$. Однако иногда здесь диоктаэдрическая гидрослюда почти полностью исчезает. Глинистой составляющей пород свойственна повышенная концентрация Mg-Fe-хлорита, по структурно-морфологическим особенностям близкого к установленному нами [2, 5, 6] в КВ терригенно-карбонатных пород. Содержа-

ние и состав грубообломочного материала, а также минеральные парагенезисы лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций позволяют считать, что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты перетложения КВ терригенно-карбонатных пород раннего палеозоя и кластические образования среднего палеозоя. Значительно меньшую роль играли выветрелые породы основного и ультраосновного составов [2, 6]. Судя по особенностям концентрации глинистых минералов, про-

слеживается неравномерная обогащённость образований свиты продуктами переотложения КВ терригенно-карбонатных пород. К нижним частям разрезов свиты (как в ботубобинской и борулойской) и её базальным горизонтам обычно приурочены максимальные отношения интенсивностей рефлексов $J(10\text{Å}):J(5\text{Å})$ слюдистых минералов, что также свидетельствует о повышенной концентрации здесь более выветрелого (зрелого) материала.

В отличие от лапчанской свиты в нижних горизонтах ботубобинской увеличивается (см. рисунок) концентрация монтмориллонита, неупорядоченных монтмориллонит-гидрослюдистых и вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований, что говорит о возрастании роли продуктов выветривания основного и ультраосновного составов и снижении влияния терригенно-карбонатных пород. На это указывают сравнительно меньшие концентрации диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ и каолинита с относительно упорядоченной структурой. Нередко отмечается достаточно высокая концентрация каолинита по всему разрезу свиты в связи с поступлением его из КВ на породах трапповой формации (в частности туфогенных образований). В глинистой составляющей из пород борулойской свиты преобладают (см. рисунок) монтмориллонит и неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) – пойменных и озёрно-болотных фаций и каолинит. Соответственно, уменьшается содержание гидрослюды и хлорита. Анализ минерального состава пород свиты позволяет сделать вывод о большом влиянии в период её формирования продуктов выветривания основных пород среднепалеозойского возраста и о подчинённой роли терригенно-карбонатных пород раннего палеозоя, которые к тому времени в значительной степени были перекрыты отложениями лапчанской и ботубобинской свит.

Что касается верхнепалеозойских осадочных толщ, обогащённых переотложенными элювиальными продуктами, интенсивное средне-позднетриасовое выветривание терригенно-карбонатных пород раннего палеозоя, долеритов, агломератовых туфов трубок взрыва и туфоген-

ных образований корвунчанской свиты (T_1) и их последующий размыв привели к формированию континентальных и прибрежно-морских осадочных толщ, среди которых выделяются [2, 6, 7]: иреляхская (T_3-J_1ir) и укугутская (J_1uk) свиты, плинсбахский (J_1p) и тоарский (J_1t) ярусы. Глинистая составляющая из всех типов пород иреляхской и укугутской свит Малоботубобинского алмазоносного района имеет полиминеральный состав (в основном аллотигенные разновидности монтмориллонита, гидрослюды, каолинита, метагаллуазита и хлорита, небольшая примесь вермикулита, серпентина, неупорядоченных диоктаэдрического монтмориллонит-гидрослюдистого и триоктаэдрического вермикулит-монтмориллонитового смешанослойных образований). Довольно изменчивое распределение перечисленных минералов обусловлено особенностями осадконакопления, в том числе путями поступления в бассейны седиментации продуктов размыва.

Мезозойское осадконакопление в Малоботубобинском районе контролировалось двумя структурно-формационными зонами [2, 7]: в юго-восточной части в приосевой зоне Ангаро-Вилуйского мезозойского прогиба (низменная аллювиальная равнина) и в северо-западном его борту (в пределах траппового плато, где существовали денудационная и денудационно-аккумулятивная равнины с накоплением преимущественно местного материала). По составу породообразующих компонентов большая часть пород иреляхской свиты относится к полевошпат-кварцевым и мезомиктовым кварцевым разновидностям кварцевой группы, а также граувакковым, кварцевым или полевошпат-кварцевым грауваккам; переменное количество пелитовой составляющей (фракции $<0,01$ мм) отмечено во всех образцах (цемент в основном базального и плёночного типов), однако чисто глинистые породы довольно редки и тяготеют к центральной части района. Такие глинистые породы иногда переполнены углистой органикой и насыщены гидроксидами. Главными поставщиками глинистых минералов в бассейны седиментации иреляхского времени служили широко распространённые в районе и на смежных территориях в различной степени выветрелые породы раннего палеозоя и трапп-

повой формации. Исходя из состава глинистых минералов, здесь встречены продукты размыва терригенно-карбонатных пород, долеритов, туфогенных образований, кимберлитов, причём они развиты преимущественно в базальных горизонтах и низах иреляхской свиты центральной и северной частей района.

Продукты KB уверенно идентифицируются по постоянному присутствию каолинита, диоктаэдрической гидрослюдой $2M_1$ и неупорядоченного монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования. Их максимальные концентрации (до 95% пелитовой составляющей) выявлены в отложениях, перекрывающих KB. Доминирует каолинит с моноклинной элементарной ячейкой. Среди данного структурного типа есть индивиды с различной степенью совершенства структуры. В большинстве изученных нами образцов иреляхской свиты центральной части района превалирует каолинит с не совсем строгим периодом c ; иногда он имеет более совершенную структуру и элементарную ячейку, приближающуюся по форме к триклинно-моноклинной. Каолинит представлен обломками псевдогексагональных кристаллов, что обычно свойственно [2–6] его аллотигенной разновидности. Различная структурная упорядоченность минерала связана с размывом разных горизонтов элювия терригенно-карбонатных пород. Каолинит с очень плохой упорядоченностью, ассоциирующий с метагаллузитом, мог поступать в бассейны также за счёт размыва продуктов выветривания основных пород (особенно туфов и туфогенных образований).

Гидрослюда в роли главного компонента глинистой составляющей иреляхских отложений обнаружена в центральной части Малоботубинского района в поле распространения элювия терригенно-карбонатных пород. В них присутствует гидрослюда $2M_1$ с примесью $1M$ (последняя фаза часто ассоциирует с монтмориллонит-гидрослюдистым смешанослойным образованием). Переменные соотношения фаз обусловлены размывом различных горизонтов KB. Наиболее зрелый выветрелый материал обычно концентрируется в нижних частях разреза, на что указывают значения отношения интенсивностей основных базальных отражений диоктаэдрической гидрослюдой. Много продуктов

выветривания в иреляхских отложениях отмечено и в пределах траппового плато (северная часть рассматриваемого района). Пелитовая составляющая из пород описываемой толщи представлена здесь каолинитом и диоктаэдрической гидрослюдой $2M_1$ с примесью других глинистых минералов (размыв KB терригенно-карбонатных пород) или (преимущественно) в базальных горизонтах – монтмориллонитом, ассоциирующим с неупорядоченными смешанослойными образованиями иногда с существенной примесью метагаллузита (размыв выветрелых пород трапповой формации, о чём свидетельствуют составы лёгкой и тяжёлой фракций). Иреляхским отложениям, развитым вдоль северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба, свойственны неравномерные концентрации выветрелого материала кимберлитовых пород, перенесённого на различные расстояния. Последнее обосновывается наличием [2, 6, 7] в иреляхских отложениях вторичных минералов кимберлитов – Fe-Mg- и Mg-хлорита, серпентина, вермикулита.

Породы укугутской свиты в целом слабо обогащены продуктами выветривания. Только в локальных депрессиях северо-западной части Малоботубинского района в случае непосредственного залегания свиты на элювии терригенно-карбонатных пород или траппов в нижних горизонтах возрастает концентрация аллотигенных глинистых минералов. Судя по составу глинистых минералов в отложениях свиты (преобладание монтмориллонита и смешанослойных образований), здесь доминируют продукты выветривания пород трапповой формации и менее развит материал изменённых терригенно-карбонатных пород раннего палеозоя.

Для отложения плинсбахского яруса также характерна сравнительно небольшая концентрация продуктов выветривания, что подтверждается составом грубообломочного материала и особенностями более мелкозернистых пород [2]. Алевриты нередко переслаиваются с песчаными породами, образуя алеврит-песчаный ритмолит. В глинистой составляющей доминируют монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования с примесью гидрослюдой и хлорита. Наибольшее содержание выветрелого ма-

териала отмечается в базальных слоях локальных участков вокруг древних островов, береговых валов и береговой линии вдоль северо-западного борта Ангаро-Виллюйского прогиба, где слагающие борт выветрелые терригенно-карбонатные породы раннего палеозоя подвергались значительной абразии. В местах обнажений источников алмазов происходил их размыв, о чём свидетельствует наличие индикаторных минералов кимберлитов и алмазов в базальных горизонтах яруса.

В тоарское время на территории Ангаро-Виллюйского прогиба существовал морской бассейн. В его отложениях выделены [2] фации сильноподвижного мелководья (отложения центральной части подводной дельты) и удалённых от побережья частей. Даже возвышенные участки северо-западного борта прогиба, сложенные траппами, являлись сублиторалью тоарского моря. Тоарские отложения формировались преимущественно в неглубокой части моря. Материал КВ сюда поступать не мог, поскольку к этому времени практически на всей площади района элювиальные толщи и отложения были уже перекрыты плинсбахскими образованиями, и поэтому составы глинистой составляющей двух прибрежно-морских ярусов довольно близки. Условия формирования тоарских отложений, неблагоприятные для переотложения продуктов древних КВ, исключили возможность образования здесь россыпей алмазов. В тоарское время все источники алмазов данного района были также перекрыты более ранними нижнеюрскими осадками (иреляхская и укугутская свиты, плинсбахский ярус).

Сравнительно небольшое повышение термобарических параметров среды в переходной зоне II обуславливает, соответственно, слабое аградационно-трансформационное преобразование разбухающих минералов в глинистых и песчано-алевритовых отложениях. Выделение зоны на основе данных изучения глинистых минералов представляет значительные трудности. Поэтому её характерным признаком является развитие в песчано-алевритовых отложениях определённых разновидностей аутигенных глинистых минералов. Так, в пресноводных отложениях платформенной субформации на ранних этапах мезокатагенеза в проницаемых по-

родах образуется вторичный каолинитовый цемент, обладающий в отличие от поступающего из КВ каолинита, высокой степенью идиоморфизма частиц. В свою очередь, присутствие в аналогичных породах тонких удлинённых пластинок (т.е. удлинённо-чешуйчатого монтмориллонита) свидетельствует о морских условиях осадконакопления и унаследовании их на последующих стадиях постседиментационного преобразования осадков и сформировавшихся из них пород [16–19]. В структурном отношении эта фаза представляет монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование, содержащее >40% разбухающих слоёв. Наличие в породах подобного цемента, в отличие от бертьеринового, хлоритового и каолинитового, свойственно только поздним этапам подстадий МК₁₋₂, на что указывает его закономерная локализация во внутренней части порового пространства, т.е. после развития крустификационного бертьеринового или хлоритового цемента. Такая последовательность появления в породах песчано-алевритовых пород цемента в виде удлинённо-чешуйчатого монтмориллонита позволяет использовать его как один из важных типоморфных признаков для выделения раннекатагенетической стадии постседиментационного преобразования отложений морского типа и приуроченности их к зоне II осадочного чехла земной коры.

Снижение в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований содержания разбухающих слоев до <40% в аргиллитах и цементе сильно сцементированных песчано-алевритовых пород – признак [13, 14] соответствия описываемой части разреза зоне III осадочного чехла земной коры. В аргиллитах глинистые минералы (в том числе со слюдяным типом структуры) представлены в зоне аналогично вышележащим частям разреза исключительно псевдоизометрическими пластинками, т.е. имеют аллотигенный генезис. Свойственную глинистым отложениям осадочного чехла и песчано-алевритовым их разновидностям в зоне I гидрослуды следует рассматривать как фоновый минерал. Поэтому по морфолого-генетической природе данная разновидность гидрослуд не может быть использована с достаточной объективностью для подразделения

собственно осадочного чехла на упомянутые выше зоны. В зоне III одновременно с резким уменьшением содержания разбухающих слоёв в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, сопровождающимся адсорбцией ряда минералообразующих катионов (и в первую очередь K), происходит последовательное увеличение размеров псевдоизометрических пластинок гидрослюды, обусловленное процессами их частичной рекристаллизации. В то же время, наличие в цементе песчано-алевритовых пород морского генезиса удлинённо-пластинчатой гидрослюды, наряду со снижением количества разбухающих слоёв в структуре ассоциирующих с ней монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований до <40%, также является одним из важнейших критериев зоны III, в которой степень постседиментационного преобразования отложений и содержащихся в них минералов соответствует в отличие от двух верхних зон позднему катагенезу.

Характерная особенность смешанослойных образований на рентген-дифрактометрических кривых – межплоскостное расстояние основного рефлекса фазы, равное $\sim 10\text{--}10,1\text{\AA}$. В зоне III чётко различается профиль основного рефлекса рассматриваемой фазы в зависимости от её генетической природы. Так, основной рефлекс монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования со значением $\sim 10\text{\AA}$, связанного с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов, характеризуется на дифрактограммах плавным снижением его интенсивности в сторону меньших углов Θ . Это вызвано тем, что при деградации первичных слюд свойственные им микроблоки наиболее интенсивно изменяются по периферии. Центральные части микроблоков изменяются в меньшей степени, вплоть до сохранения фрагментов исходной слюды, что определяет присутствие на дифрактометрических кривых таких фаз чётко выраженного 10\AA рефлекса с резким спадом интенсивности его в сторону увеличения углов Θ . Это указывает на гетерогенность продуктов первичной деградации слюд, частично сохраняющейся, несмотря на интенсивно развивающиеся в зоне III осадочного чехла аградационные процессы. И наоборот,

аналогичного типа смешанослойная фаза (результат аградации собственно монтмориллонита из продуктов выветривания бесслюдистых изверженных пород [10, 17–20]), отличается симметрией основного рефлекса. Такой профиль отражения обусловлен однородной открытостью в структуре исходного монтмориллонита всех межслоевых промежутков, вследствие чего монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, возникающие при аградации монтмориллонита, с учётом некоторого различия заряда отдельных слоёв в структуре последнего следует рассматривать как относительно гомогенные структуры.

Необходимо иметь в виду, что каолинит – типоморфный минерал для зоны I отложений терригенной формации – в нижних частях осадочного чехла земной коры, а именно начиная с ранних этапов стадии АК, становится неустойчивым. Хотя мелкие пластинки удлинённо-чешуйчатого монтмориллонита, свойственного зоне II, при трансформационной аградации его в зоне III в удлинённо-пластинчатую гидрослюду испытывают существенную регенерацию, последние даже в наиболее древних и испытывавших максимальные погружения отложениях не получают кристаллографически полноценной огранки на концах, типа серошпатокиста [12]. Отсюда следует, что одной из важнейших особенностей накопления и постседиментационного преобразования отложений терригенной формации является относительно невысокая минерализация водной среды (с повсеместным дефицитом K), которая способствует сохранению в них каолинита, вплоть до зоны апокатагенеза и метагенеза при накоплении его соответственно в нормально-морских бассейнах или пресных водоемах.

Выяснение особенностей глинистых минералов в *отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций* – менее сложная задача, поскольку они локализуются либо в виде относительно тонких прослоев, чётко выделяющихся в мощных толщах карбонатных пород, либо в существенно обогащённых карбонатным материалом отложениях карбонатного типа. Требуется учитывать более интенсивную аградацию диоктаэдрических разбухающих минералов при геологической интерпретации резуль-

татов их изучения, чтобы не завышать степень катагенетического изменения содержащих их отложений. Исследования глинистых минералов в собственно терригенных прослоях отложений формаций следует проводить, как показали ранее другие исследователи [18–21] для пластов хлорит-сапонитов, не только в средних их частях, но и периферийных участках. Так можно путём сравнительного анализа оценить влияние карбонатной среды в краевых частях терригенных прослоев на степень аградации материала в различных диа-, метагенетических зонах осадочно-го чехла земной коры.

При исследованиях глинистые минералы в отложениях всех формаций необходимо обрабатывать на холоде 2%-ным раствором HCl для разложения карбонатов. Но следует учитывать изменение обменного комплекса как ди-, так и триоктаэдрических смектитов. Помимо аллотигенных глинистых минералов, приуроченных к терригенно-осадочным прослоям, большое значение в разрезах отложений формаций (особенно в собственно карбонатной) имеет устойчивость в зоне I осадочного чехла слоисто-цепочечных Mg-силикатов. Для выявления их в реальных разрезах нужно тщательно исследовать в подошве карбонатных толщ переходные зоны между терригенными и соответствующими карбонатными породами. Важность такой методологии исследования пограничных отложений между карбонатными толщами и терригенными прослоями определяется преобразованием в зоне II слоисто-цепочечных минералов в смектиты, которые в зоне III трансформируются в тальк- и хлорит-сапониты. Будучи специфическими минералами, они во многом способствуют не только реконструкции палеогеографических условий седиментогенеза, но и имеют большое значение в решении ряда вопросов нефтегазовой геологии [2, 11, 20]. В отличие от отложений терригенной формации основная особенность накопления и постседиментационного преобразования осадков терригенно-карбонатной и карбонатной формаций – общая повышенная гидрогеохимическая минерализация среды. Поэтому последний фактор следует рассматривать как важный типоморфный признак седиментогенеза данных формаций.

Присутствие в осадочном чехле земной коры мощных толщ Na- и чаще всего Ca-монтмориллонитовых глин в ряде случаев в ассоциации с цеолитами свидетельствует о принадлежности отложений к *вулканогенной формации*. Если в отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций на относительно более высокую интенсивность аградационно-трансформационных процессов влияет гидрогеохимический характер среды их накопления, то особенности отложений вулканогенной формации в ещё большей степени, чем при накоплении отложений терригенной формации, определяются природой исходного материала. Показательны туфогенные образования основных алмазонных районов Сибирской платформы, которые представлены трубочными телами и вулканогенно-осадочными породами корвунчанской свиты нижнего триаса. Трубки взрыва туфобрекчий обнаружены в различных частях Малоботубинского района, т.е. в разных позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий в процессе корообразования, чем вмещающих пород, позволяет наглядно проследить более интенсивное развитие (независимо от типов пород субстрата) и лучшую сохранность KB в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам.

Во фракции <0,001 мм из нижних частей профилей KB вулканогенных образований присутствует в основном хлорит, который, судя по значению $b=9,27\text{\AA}$, относится к Mg-Fe-типу. Некоторое сжатие кристаллической решётки при прокаливании препаратов говорит об определённой «дефектности» его структуры. В нижних частях разреза развиты триоктаэдрические и ди-, триоктаэдрические минералы с небольшой примесью каолинита. Вверх по разрезу отмечаются вермикулит и Mg-Fe³⁺-монтмориллонит, постепенно переходящие в неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанслойное образование с $d=1,49\text{\AA}$, что указывает на увеличение роли трёхвалентных катионов (в том числе Al) в его структуре. По мере выветрело-

сти пород возрастает концентрация каолинита, появляется примесь гиббсита. В низах профилей выветривания туфогенных пород корвунчанской свиты монтмориллонит на ранних этапах в связи с наличием в структуре преимущественно Mg и Fe³⁺ близок к ди-, триоктаэдрическому типу. Вместе с Fe-хлоритом по мере выветрелости пород возникают вермикулит и ди-, триоктаэдрический монтмориллонит, которые постепенно переходят в вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование неупорядоченного типа, содержащее в октаэдрических позициях структуры в основном Al и Fe³⁺. Такой процесс сопровождается существенным перераспределением Si. Удаление из структуры смешанослойной фазы избытка кремния и фемических элементов обуславливает обогащение элювия Al и развитие в нём каолинита. Следовательно, каолинит образуется не только непосредственно по микроклину или плагиоклазам (через стадию монтмориллонита), существенную роль в его появлении играет вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование. Каолинит имеет нечёткую псевдогексагональную форму кристаллов, свойственную разностям, появившимся при выветривании основных пород. Кроме несовершенной огранки, минерал характеризуется весьма неупорядоченной структурой. Продукты раскristаллизации витрокластического материала различного химического состава при низких термобарических параметрах среды практически не содержат слюду, которая обычно [10, 17] не возникает в гипергенных условиях. В отложениях вулканогенной формации однородные толщи монтмориллонитовых глин образуют ценные в промышленном отношении месторождения Na- и Ca-разновидностей, т.е. бентонитов или флоридинов. В соответствии с различной активностью отдельных катионов Na-разновидность монтмориллонита может замещаться кальциевой, а с отдельными минералами вулканогенного происхождения, образующимися по кислой витрокластике, ассоциирует высокодисперсный кристобалит.

Накопление вулканогенного материала в пресных водоёмах и нормально-морских бассейнах определяет раскristаллизацию его уже на ранних этапах литогенеза в виде различно-

го типа смектитов с весьма низким зарядом слоёв. Следствием такого процесса является ограниченная способность фиксации ими K и сохранение на одинаковых стадиях постседиментационного изменения содержащих их отложений более значительного количества лабильных слоёв, чем в продуктах аградации монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, связанных с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов. Различие, слабо фиксирующееся в зонах I и II осадочного чехла земной коры, особенно чётко проявляется в зоне III, обуславливая выделение в толще с деградированными слюдами прослоев аградированного монтмориллонита в виде характерных «маркеров», которые используются для расчленения и корреляции разрезов [2, 9]. Указанное несходство в интенсификации адсорбции K двумя типами разбухающих минералов можно рассматривать как основную особенность отложений вулканогенной формации, которая имеет важное практическое значение, поскольку объясняет нарушение общей тенденции последовательного уменьшения количества разбухающих слоёв в структуре минералов из трёхэтажных слоёв в процессе погружения содержащих их отложений в стратисферу. Прослои с аномально пониженным количеством лабильных слоёв в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, присутствующие в зоне III осадочного чехла, однозначно свидетельствуют об их вулканогенной природе. Выделение в мощных осадочных толщах таких прослоев позволяет использовать их в качестве надёжных маркеров при расчленении и корреляции фаунистически обеднённых отложений.

Несмотря на высокую минерализацию водной среды в условиях накопления *отложений галогенной формации* [10], вследствие свойственной зоне I низких термобарических параметров обстановки, тенденция к более высокой упорядоченности структуры глинистых минералов проявляется в весьма ограниченных масштабах. Учитывая, что слоистые силикаты и алюмосиликаты в зоне I не возникают, выявлена только несколько более интенсивная фиксация аллотигенными минералами содержа-

щихся в водной среде катионов. Поэтому из аутигенных развиваются лишь гидроталькиты, алюминиты, сульфаты, карбонаты и другие минералы ранней генерации.

Таким образом, глинистые минералы в отложениях терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной и вулканогенной формаций [2, 12–14] имеют аутигенный и аллотигенный генезис, представлены несовершенными в структурном отношении разновидностями. Они обладают серьёзными дефектами – вакансиями в структуре, которые полностью не заполняются, вплоть до стадии МГ. В пластовых водах и поровых растворах на предшествующих МГ стадиях литогенеза сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов, приводящий к сравнительно незначительным изменениям материала переотложенных КВ в бассейнах седиментации, что показано на примере верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы. Так, локализация продуктов переотложения КВ в верхнепалеозойских отложениях Далдыно-Алаkitского района, по сравнению с Малоботуобинским, характеризуется довольно специфическими чертами, что существенно облегчает поисковые работы на его территории и делает их более эффективными. Здесь оконтуривание ореолов рассеяния кимберлитового материала в базальных слоях каменноугольно-пермских отложений привело к открытию новых кимберлитовых трубок.

Продукты переотложения древних КВ в мезозойских отложениях Малоботуобинского района наиболее чётко распознаются по составу аллотигенных глинистых слоистых минералов и особенностям концентрации некоторых малых элементов. В отложениях иреляхской свиты, сформированных в условиях низкой аллювиальной равнины (центральная часть Ангара-Вилуйского прогиба), преобладает монтмориллонит, ассоциирующий с вермикулит-монтмориллонитовыми смешанослойными образованиями. В глинистой составляющей других ландшафтных зон (озёрной и озёрно-болотной, а также денудационно-аккумулятивной равнины) преобладают каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$. Все эти особенности связаны со значительно большей обога-

щённостью иреляхских отложений низкой равнины продуктами переотложения верхнепалеозойских, в то время как в двух других ландшафтных зонах обычно резко преобладает материал переотложения выветрелых терригенно-карбонатных пород и траппов, иногда со значительной концентрацией продуктов выветривания кимберлитов. В целом для мезозойского времени характерны специфические особенности перемыва и переотложения древних КВ, обусловленные развитием в районе двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба. В укугутский период такие образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений, обогащённых чуждым району материалом. Плинсбахские и тоарские осадки формировались здесь в прибрежно-морских условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн.

В северо-западной структурно-формационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в ближайшие локальные депрессии и частичным выносом их за пределы зоны. При этом здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озёрных (озёрно-болотных) фаций. В домерское время находящиеся в зоне продукты КВ и отложения, обогащённые ими, подверглись абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования формировались после перекрытия КВ или их полного размыва. Наиболее благоприятны для поисков алмазных месторождений полоса вдоль бровки северо-западного борта Ангара-Вилуйского прогиба, совпадающая с Мирнинским поднятием, где широко

развиты отложения иреляхской свиты, являющейся формацией перебива и переотложения КВ, и образования укугутской свиты и карикского подъяруса. К этим отложениям, тяготеющим к локальным депрессиям (Иреляхской и Мачобинской) центральной части поднятия, приурочены все известные россыпи алмазов промышленного значения. Определённый поисковый интерес представляют слабо изученные участки поднятия, которые могут быть поставщиками в прилегающие депрессии кимберлитового материала. Для терригенно-карбонатных и карбонатных формаций наиболее характерные слоистые силикаты – ди-, триоктаэдрические смектиты и хлорит-сапониты.

Высокая минерализация среды при накоплении отложений галогенной формации уже в зоне I определяет более интенсивную фиксацию катионов аллотигенными глинистыми минералами. На поздних этапах стадии ПК в песчано-алевритовых породах кристаллизуется в виде крустификационных каёмок хлорит, который по сравнению с отложениями нормально-морских бассейнов характеризуется повышенной магнезиальностью. Главной особенностью отложений формации уже в зоне I является отсутствие условий для генерации каолинита. В отложениях каолинит может присутствовать лишь как реликтовая примесь при эпизодической активизации на континенте денудационных процессов, связанных с положительными тектоническими движениями в областях источников сноса или с понижением уровня водной поверхности в областях осадконакопления. В таком случае в размыв и переотложение могут быть вовлечены полиминеральные преимущественно ранее накопившиеся осадочные толщи, сложенные в условиях аридного литогенеза, свойственного формированию отложений галогенной формации, слабо изменёнными гипергенными процессами разностями пород. По мере погружения отложений в зону II и повышения термобарических параметров среды в песчано-алевритовых отложениях начинается интенсивная кристаллизация аутигенных глинистых минералов более поздней, чем хлорит, генерации. Однако в отличие от отложений терригенной формации, в проницаемых разностях которых в зависимости от характера водоёмов

или бассейнов седиментации осадков (т.е. пресноводного или морского типа) соответственно кристаллизуются каолинит или удлинённо-чешуйчатый монтмориллонит, в аналогичных породах галогенной формации возникает только последний.

Больше всего особенности аутигенных глинистых минералов в песчано-алевритовых отложениях проявляются в зоне III. Развитие в указанных породах удлинённо-пластинчатой гидрослюды с пирамидальными окончаниями частиц и высокой степенью совершенства структуры является главнейшим признаком накопления терригенного материала в условиях образования отложений галогенной формации. Свидетельствует о том, что при повышенной минерализации пластовых вод и поровых растворов в совокупности с высокими термобарическими параметрами среды максимально реализуется свойственная минералу слюдистого типа оптимальная кристаллографическая огранка частиц. Обычно гидрослюда ассоциирует с хлоритом, частицы которого в рассматриваемых фациальных условиях характеризуются элементами псевдогексагональной огранки. Такая ассоциация глинистых минералов показывает, что в среде минералообразования должны присутствовать в стехиометрическом соотношении необходимые для их синтеза катионы, а именно Si, Al, Mg, Fe и K.

Данные комплексного исследования глинистых минералов наиболее результативно можно использовать для стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций перспективных на алмазы территорий. Следует учитывать следующие установленные нами типоморфные признаки глинистых минералов из развитых на площадях древних КВ – главных поставщиков аллотигенных разностей:

- повсеместное присутствие диоктаэдрической гидрослюды ($2M_1$) в КВ терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в наиболее зрелых профилях с каолинитом относительно наиболее упорядоченной структуры, чем в других породах;
- постоянное наличие в разрезах КВ пород трапповой формации (туфы, туфогенные породы, долериты), наряду с ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, а также неу-

порядоченным вермикулит-монтмориллонитовым смешанослойным образованием, в той или иной мере неупорядоченного каолинита, ассоциирующего в элювии туфогенных пород с галлуазитом;

- содержание в КВ кимберлитов совместно с поликатионным монтмориллонитом большого количества триоктаэдрического хлорита (пакеты δ и δ'), серпентина (структурные типы А и В) и в различной степени изменённого флогопита, в том числе связанной с ним гидрослюдой 1М.

Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации, накопление их в основном в пресноводных континентальных водоёмах, небольшая мощность сформировавшихся верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщ алмазоносных районов Сибирской платформы и незначительное их погружение определили слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных на них процессов катагенетического преобразования. Подобные условия привели к тому, что глинистые минералы в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях алмазоносных районов платформы, связанные с процессами переотложения различных продуктов выветривания, наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это позволяет использовать типоморфные признаки однотипных глинистых минералов и геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из разных источников сноса и связанных с гипергенными изменениями пород различного состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Звягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. – М.: Недра, 1964.
2. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). – Новосибирск: НГУ, 1994.
3. Зинчук Н.Н. О стратиграфической приуроченности, диагностике и генезисе каолинита в мезозойских терригенных отложениях Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 12. С. 27–35.
4. Зинчук Н.Н. Особенности распределения глинистых минералов в мезозойских алмазоносных отложениях Западной Якутии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 10. С. 38–44.
5. Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 1. С. 36–43.
6. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000.
7. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Стегницкий Ю.Б. Структурно-формационное и минерагеническое районирование территорий развития погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 956–964.
8. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. – М.: Недра, 1983.
9. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Градусов Б.П. Генезис и распространение каолинит-монтмориллонитов в осадочном чехле // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 4. С. 35–43.
10. Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. – М.: Наука, 1969.
11. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 594–601.
12. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения в осадочном чехле земной коры // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2001. № 12. С. 45–51.
13. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Глинистые минералы как индикаторы преобразования осадочных пород в различных зонах земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 5. С. 35–41.
14. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
15. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов в осадочных породах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 1. С. 53–61.

16. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. – М.: Недра, 1986.
17. Куковский Е.Г. Превращение слоистых силикатов. – Киев: Наук. думка, 1973.
18. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли. – Воронеж: ВГУ, 1999.
19. Хаин В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 5–18.
20. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1228–1233.
21. Grim R.E. Clay mineralogy. – New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 1953.

Зинчук Николай Николаевич,
доктор геолого-минералогических наук
nzninchuk@rambler.ru

SPECIFIC FEATURES OF ARGILLACEOUS MINERALS USE DURING DIAMOND PROSPECTING

N.N.Zinchuk

A brief analysis of sedimentary formations' argillaceous minerals behavior has been made at various stages of sedimentogenesis, diagenesis, katagenesis and metagenesis. It is shown that each zone distinguished in the Earth's crust is characterized by various combinations of argillaceous minerals and a degree of postsedimentary transformation of rocks. Argillaceous minerals and their associations in terrigenous, terrigene-carbonate, carbonate, volcanogenous, and halogenic formations were characterized. Argillaceous minerals of early stages of sedimentogenesis and diagenesis (partially katagenesis), which most of the ancient (Upper Paleozoic and Mesozoic) diamondiferous placers are usually confined to, were characterized in detail.

Key words: argillaceous minerals, sedimentary formations, sedimentogenesis, diagenesis, katagenesis, metagenesis of sediments.

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, посвящённого вашему предприятию, организации, её продукции и услугам обращаться по телефону 8 (495) 315-28-47 или электронной почте rudandmet@tsnigri.ru

Реклама по заказам отраслевых организаций и высших учебных заведений выполняется по льготным расценкам

К ПЕРСПЕКТИВАМ РОССЫПНОЙ И КОРЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗИЛАЙРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Д.Е.Савельев,
П.В.Казаков,
Е.А.Бажин

Институт геологии Уфимского научного центра РАН,
г. Уфа

Рассмотрена золотоносность Зилайрского мегасинклинория. Показано, что подавляющее число россыпей и литогеохимических аномалий золота данной геологической структуры сосредоточено в пределах её восточного борта. На примере Турьелгинского россыпного проявления охарактеризованы особенности морфологии и состава золота северной части рассматриваемой территории. Предполагается, что северная часть мегасинклинория перспективна на обнаружение новых россыпных месторождений и коренных источников, приуроченных к зоне влияния Зилаиро-Уралтауского разлома.

Ключевые слова: самородное золото, россыпи, золоторудные месторождения, Зилайрский мегасинклинорий, Новоусмановская площадь.

На западном склоне Южного Урала известен лишь один рудный район, включающий коренные месторождения, – Авзянский, который расположен в пределах Башкирского мегасинклинория [5, 7]. В южной части Зилайрского мегасинклинория установлено несколько небольших рудопоявлений, приуроченных к кварцевым жилам незначительной мощности и протяжённости. Вместе с тем, россыпные месторождения широко распространены как в Башкирском антиклинории, так и в Зилайрском мегасинклинории.

Многочисленные россыпи золота, сосредоточенные в южной части Зилайрского мегасинклинория, являлись предметом старательской отработки в начале XX в. (Х.А.Шафеев, 1936 г.; С.И.Вакуров, 1937 г., 1938 г.). Обобщение результатов исследований предшественников позволило выявить золотоносную полосу, протягивающуюся вдоль восточного борта Зилайрского мегасинклинория (рис. 1, а). В результате тематических работ, проведённых на Зилайрской площади в 1980-е годы, удалось существенно уточ-

нить данные о содержаниях металла, контурах россыпных месторождений в бассейнах рек Зилаир, Ик и Большая Сурень (П.В.Казаков, 1987 г.).

В северной части Зилайрского мегасинклинория подобные работы не проводились, но материалы тематических и геологосъёмочных работ, выполненных в разные годы (Д.Д.Криницкий, 1968 г.; Ю.М.Петров, 1999 г.; Ю.Г.Князев и др., 2008 г. и др.), свидетельствуют о наличии здесь многочисленных шлиховых аномалий и ореолов, а также нескольких литогеохимических аномалий Au в коренных породах (см. рис. 1, а). Из приведённой схемы следует, что большинство шлиховых и литогеохимических аномалий на севере мегасинклинория и россыпи в его южной части сосредоточены на востоке, вблизи зоны влияния Зилаиро-Уралтауского разлома. Северная часть рассматриваемой территории изучена слабее и перспективна на выявление новых россыпей и коренных источников металла.

Полевые исследования включали отбор шлиховых проб из копуш в русловых отложениях и шурфов, пройденных в пойме руч. Турьелга. Кро-

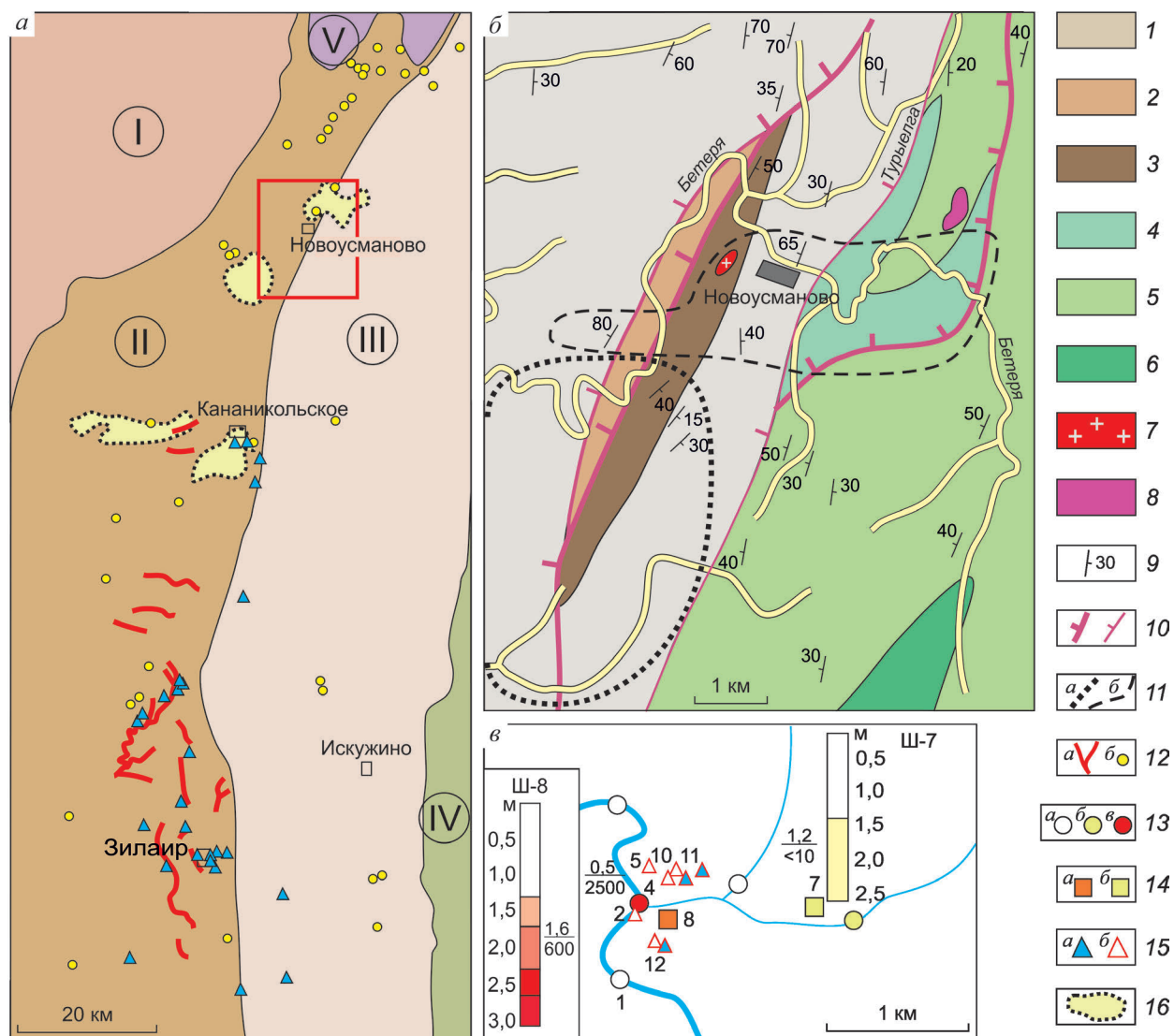


Рис. 1. Тектоническая позиция золотоносных участков Зилаирского мегасинклиория (а), геологическое строение Новоусмановской площади, по данным Ю.Г.Князева, 2008 г. и [1, 2] (б), схема опробования Турьелгинского россыпного проявления и коренных пород (в):

цифры в кружках: I – Башкирский мегантиклинорий, II – Зилаирский мегасинклиорий, III – зона Уралтау, IV – Магнитогорская мегазона, V – массивы Крака; 1 – зилаирская свита, D_3-C_1zl ; 2 – ибрагимовская толща, D_3ib ; 3 – новоусмановская свита, $D_{1-2}nu$; 4 – тупоргасская свита, $S_{1-2}tg$; 5 – белекейская свита, $O_{2-3}bl$; 6 – акбиикская свита, O_1ak ; 7 – граниты Артышского массива; 8 – серпентиниты Бзаубашского массива; 9 – элементы залегания; 10 – разрывные нарушения различных порядков; 11 – контуры предполагаемых интрузивных тел, не выходящих на поверхность, по данным геофизических исследований (а – кислого, б – основного составов); 12 – россыпи золота (а), точечные шлиховые аномалии (б); 13 – шлиховые пробы, в том числе «пустые» (а), с содержаниями Au от «знаков» до 1 г/м^3 (б), $>1 \text{ г/м}^3$ (в); 14 – шурфы с высоким (а) и низким (б) содержанием Au; 15 – литогеохимические пробы, в том числе с содержанием Au $>0,1 \text{ г/т}$ (а), $<0,1 \text{ г/т}$ (б); 16 – литогеохимические ореолы Au (по Ю.Г.Князеву и др., 2008 г.); распределение золота по разрезам шурфов: в числителе – мощность золотоносного горизонта, м, знаменателе – среднее содержание Au, мг

ме того, отобраны пробы-протоочки массой от 1 до 5 кг из окварцованных и пиритизированных углеродисто-глинистых сланцев, алевропесчаников и кварцевых жил в бортах ручья. Пробы сокращались квартованием до получения навески 100 г, из которой затем определялись содержания золота и серебра атомно-абсорбционным методом в ИГ УНЦ РАН (Н.Г.Христофорова). Остальная часть проб измельчалась до фракции -1,0 мм и отмывалась до получения тяжёлой фракции, которая просматривалась под микроскопом на наличие золота. Выделение золотин из шлихов и визуальное изучение их морфологии осуществлялись при помощи стереомикроскопа МСП-1; для определения содержания металла в пробах золотины взвешивались.

Одной из наиболее перспективных в отношении ряда полезных ископаемых (Au, Cu, Mo, W и др.) рассматриваемого района считается Новоусмановская площадь, расположенная на границе Зилаирского мегасинклинория и зоны Уралтау (П.В.Казаков, 1987 г.; В.В.Радченко, 2001 г.; В.И.Сначёв, М.В.Рыкус, 2001 г.; Д.-Д.Креницкий, В.М.Креницкая, 1968 г.; Ю.Г.Князев и др., 2008 г.; [2, 6]). В её геологическом строении участвуют песчаники кварцевые и граувакковые, алевролиты кремнистые, кремнисто-углеродистые, граувакковые, сланцы углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кварцевые (см. рис. 1, б). Согласно новой геологосъёмочной интерпретации (Ю.Г.Князев и др., 2008 г.), стратифицированные образования относятся к зилаирской, новоусмановской свитам и ибрагимовской толще. С востока к ним примыкают силурийско-ордовикские отложения белекейской и тупоргасской свит.

Россыпное проявление золота Турьелга находится примерно в центральной части изучаемой территории (см. рис. 1, в). Оно обнаружено в 1997 г. в ходе тематических работ по проекту «Рудоносность северной части зоны Уралтау» (В.И.Сначёв и др., 2001 г.; М.В.Рыкус и др., 2001 г.). При шлиховом опробовании установлена золотоносность приплотиковой части разреза современного русла руч. Турьелга с максимальной концентрацией металла (до 2,5 г/м³) в сланцевых щётках. Проходка шурфов в долине ручья в 200 м (ТР-08) и 2 км (ТР-07) выше устья показала резкое понижение содержания металла вверх по ручью (см. рис. 1, в). Шлиховые пробы, взятые из русловых отложений р. Бетеря выше и ниже

по течению от устья руч. Турьелга, а также в одном из его притоков, оказались пустыми.

Анализ морфологических характеристик золотин Турьелгинского проявления показал, что подавляющее большинство из них сильно уплощены. В пробе ТР-02 (рис. 2) преобладают золотины размером 1,0–1,8 мм удлинённо-лепёшковидные, хорошо окатанные (5 баллов) и размером 0,5–1,0 мм удлинённо-комковидные, иногда с крючковатыми и почковидными отростками, реже – изометрические комковатые средней окатанности (3–4 балла). Отдельные золотины несут следы отпечатков жильного шестоватого кварца трещинного типа (зерно 5) и ромбовидных кристаллов кальцита (зерно 12). Два зерна (9 и 37) изометрично-пластинчатой формы размером 1,6x1,8x0,3 мм с завальцованными равными краями со следами обмятия и мелкими кавернами на поверхности.

В пробах шурфа ТР-08 (рис. 3), пройденного в долине руч. Турьелга в 200 м выше устья, присутствуют золотины размером (0,8–1,2)x(0,5–0,8) мм удлинённо-лепёшковидные хорошей окатанности (5 баллов) (пробы ТР-08-7, ТР-08-6) и зёрна неправильной удлинённо-комковидной формы средней (3–4 балла) и реже плохой (2 балла) окатанности. Одно зерно размером 1,1x0,8 мм таблитчатой формы средней окатанности (3 балла) несёт следы обмятия. В одном лепёшковидном зерне наблюдается включение кварца длинно-призматической формы размером 0,25x0,05 мм. В шурфе ТР-07 (см. рис. 3) отмыто всего четыре зерна тонкого золота размером <0,35x0,15 мм. Зёрна изометрические бугристо-комковидные. Одно зерно удлинённо-комковидное в сростке с кварцем. Такое же зерно рудного облика встречено в описанной выше пробе ТР-08-6.

Увеличение крупности золота, преобладание зёрен с хорошей окатанностью в пробах устьевой части руч. Турьелга указывают на многократный переувал золотоносного аллювия, в том числе террасового, с выносом золотин мелких и тонких фракций. В целом морфологические особенности золота, а именно уплощённые лепёшковидные, иногда с отпечатками вмещающего кварца и кальцита, сростки с кварцем, пластинчатые зёрна со следами обмятия свидетельствуют о трещинно-прожилковом типе его коренных источников. Морфология золотин с почковидными и крючковатыми отростками



Рис. 2. Частицы золота из шлиховых проб, взятых в устье руч. Турыелга

(зёрна 20, 25, 26) говорит о длительном пребывании их в зоне гипергенеза.

По составу золото – высокопробное, примеси представлены Hg (0,75–2,31%) и Cu (до 0,24%). В большей части золотин пробность золота увеличивается от центральных частей (89,61–90,41%) к периферии (до 99,77–100%), но в некоторых зёрнах установлено равномерное распределение металла (90,41–91,35%) [8].

Опробование кварцевых жил, окварцованных и пиритизированных углеродисто-глинистых сланцев, песчаников и алевропесчаников в районе проявления показало их слабую золотосодержательность (таблица). Значимые цифры получены в нескольких пробах, взятых из правого и левого бортов руч. Турыелга выше шурфа TP-08. Поскольку на данном участке сланцеватость пород имеет северо-восточное простирание (ССВ 20–

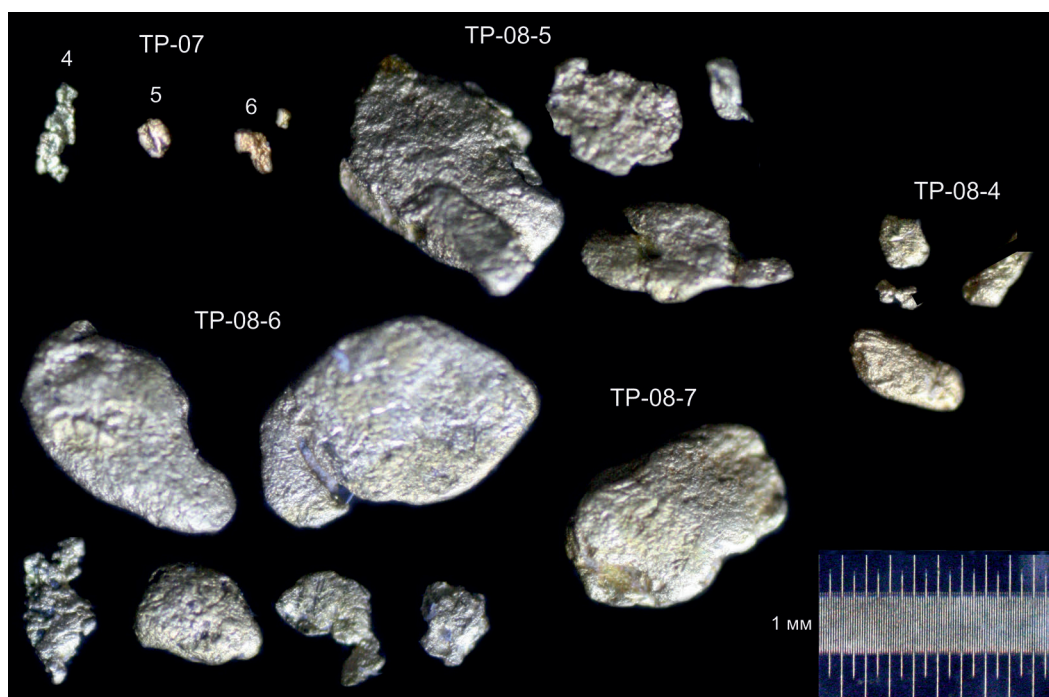


Рис. 3. Частицы золота из шурфов, пройденных в пойме руч. Турьелга

25°), можно говорить о наличии слабозолотоносной субмеридиональной зоны со средним содержанием Au ~0,1 г/т. Литологически она представлена песчаниками и сланцеватыми алевропесчаниками с многочисленными мало-мощными прожилками кварца, местами образующими штокверки. Иногда в породах отмечаются зоны пиритизации.

Вопрос о коренных источниках золота остаётся открытым. Учитывая аналогичность выявленного проявления и подобных объектов южной части Зилаирской зоны как по геологической позиции, так и по составу золотоносных отложений, можно предположить сходные источники питания россыпей. В бассейнах рек Зилаир, Ик и Большая Сурень продуктивны приплотиковые аллювиальные отложения и сланцевые щётки. По мнению П.В.Казакова (1987 г.), [4], коренными источниками россыпей служат рассредоточенные кварцевые жилы золото-кварцевой формации, при этом содержание Au в них неравномерное – от следов до 1–2 г/т, реже до 6–8 г/т.

Подобного мнения по поводу коренного источника Турьелгинской россыпи придерживается М.В.Рыкус [2], предложивший механизм формирования её за счёт обогащения слабозолотоносных кварцевых жил, которые пересека-

ет ручей на протяжении ~10 км: долина водного потока имеет секущее простирание (ЮЗ 220–240°) по отношению к преимущественной ориентировке жил (ССВ 20–25°). Для россыпей крупных долин (например, р. Зилаир) предполагается переотложение металла из аллювия закартированной в борту палеодолины р. Зилаир и комплекса 15 надпойменных террас высокого (до 125–130 м над урезом воды) уровня (П.В.Казаков, 1987 г.). Наряду с предложенными механизмами россыпеобразования, нельзя отрицать возможность поступления золота из неизвестных пока крупнообъёмных коренных месторождений, которые могут быть связаны с черносланцевыми отложениями, широко развитыми в пределах изучаемой площади.

Новоусмановская площадь, к которой тяготеет описанное россыпное проявление, размещается в пределах Бетеринской дугово-кольцевой структуры с радиусом внешнего кольца 40 км (П.В.Казаков, 1987 г.), [3]. К центру структуры при пересечении её Сибайско-Кужинским линеamentом северо-западного простирания приурочен Артышский гранитный массив с известным рудопроявлением меди. Следует также отметить, что Узьянское россыпное поле, выделенное по устойчивому шлиховому ореолу (Ю.М.Петров,

Содержание золота и серебра в коренных породах района Турьелгинского россыпного проявления, г/т

Номера проб	Литология	Ag	Au	Au среднее
ТР-02/1	Сланцы углеродистые окварцованные	0,096	0,025	-
ТР-02/1		0,064	0,02	-
ТР-02/2		0,084	н/о	-
ТР-02/2		0,2	н/о	-
ТР-04	Кварц жильный	0,02	0,03	-
ТР-04		0,01	н/о	-
ТР-05	Сланцы углеродистые окварцованные	0,017	н/о	-
ТР-05		н/о	н/о	-
ТР-08	Сланец углеродистый	0,065	н/о	-
ТР-08		0,048	н/о	-
ТР-10	Кварц жильный	0,03	0,08	-
ТР-10		0,16	0,03	-
ТР-12Q		0,11	0,17	0,13
ТР-12Q		0,12	0,09	0,13
ТР-12S	Сланцы слабоуглеродистые окварцованные, пиритизированные	0,11	н/о	-
ТР-12S		0,1	0,07	-
ТР-11	Алевропесчаники сланцеватые, окварцованные	0,09	0,12	0,11
ТР-11		н/о	0,1	0,11
ТР-11а		0,03	0,08	0,06
ТР-11а		0,07	0,04	0,06
ТР-116		0,06	0,06	0,14
ТР-116		0,07	0,22	0,14

Примечание. Анализы выполнены Н.Г.Христофоровой атомно-абсорбционным методом в лаборатории физико-химических методов исследования ИГ УНЦ РАН, Уфа.

1994 г.), расположено в северной части дуго-во-кольцевой структуры. Приуроченность большей части месторождений и проявлений золоторудной минерализации к восточному борту мегасинклинория может указывать на генетическую связь оруденения с зоной влияния Зилаиро-Уралтауского разлома. По аналогии с Авзянским рудным районом, который практически полностью контролируется зоной Караташского разлома [7], здесь также можно ожидать не только образование промышленной россыпной минерализации, но и обнаружение коренных месторождений золота.

С открытием нового россыпного проявления золота в пределах Новоусмановской площади необходимо расширить поисковые работы в этом районе. Наиболее интересной представляется зона субмеридионального простирания, соединяющая Турьелгинское проявление с Узьянским россыпным полем, а также её южное про-

должение. В региональном плане установление промышленной золотоносности на изучаемой территории позволяет положительно оценивать перспективы восточного борта Зилаирского мегасинклинория в целом.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

В приустьевой части долины руч. Турьелга найдено россыпное проявление золота щёточного типа с содержанием металла от 600 до 2500 мг/м³. Самородное золото представлено уплощёнными частицами размером от 0,1 до 2 мм, степень окатанности которых изменяется в значительном диапазоне (2–5 баллов).

Коренным источником россыпи могут служить рассредоточенные кварцевые жилы. В качестве дополнительного коренного источника рассматриваются крупнообъёмные месторождения тонкого золота в углеродистых сланцах новоусмановской и зилаирской свит. Присутствие

во многих зёрнах включений кварца и (или) отпечатков вмещающих зёрен кварца и кальцита, пластинчатых зёрен со следами обмятия свидетельствуют о трещинно-прожилковом типе коренных источников золота. Наличие золотин с почковидными и крючковатыми отростками, а также высокопробных оболочек говорит о длительном пребывании их в зоне гипергенеза.

Перспективы россыпной и коренной золотоносности территории оцениваются положительно и связываются с сочетанием благоприятных факторов: приуроченностью площади к месту пересечения кольцевой и диагональной линейной структур, развитием на площади серии параллельных субмеридиональных разломов, наличием тел гранитного состава (Артлышский массив) и предполагаемой более крупной интрузии, не выходящей на поверхность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан. М-б 1:1 000 000. Нов. сер. Лист N-40 (41) (Уфа) / Под ред. В.И.Козлова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002.*
2. *Геология, петрохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала / А.В.Сначев, В.И.Сначев, М.В.Рыкус и др. – Уфа: ДизайнПресс, 2012.*
3. *Казаков П.В. Сквозные диагональные зоны скрытых разломов и их рудно-россыпная благородно-*

метальная специализация // Геологический сборник. 2015. № 12. С. 101–109.

4. *Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Ч. 2. – Уфа: Гилем, 2006.*
5. *Меньшиков В.Г., Казаков П.В., Бойков Г.В., Грешилов А.И. Коренная и россыпная золотоносность Республики Башкортостан // Отечественная геология. 1997. № 7. С. 20–26.*
6. *Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау / М.В.Рыкус, В.И.Сначев, Р.А.Насибуллин и др. – Уфа: БашГУ, 2002.*
7. *Рыкус М.В., Сначев В.И. Золото западного склона Южного Урала. – Уфа: УНЦ РАН, 1999.*
8. *Савельев Д.Е., Блинов И.А., Бажин Е.А. Состав и морфология самородного золота из аллювиальных отложений Новоусмановской площади (Южный Урал) // Геологический сборник. 2015. № 12. С. 188–194.*

*Савельев Дмитрий Евгеньевич,
доктор геолого-минералогических наук
sav171@mail.ru*

*Казаков Пётр Васильевич,
научный сотрудник
pv_kazakov@list.ru*

*Бажин Евгений Александрович,
кандидат геолого-минералогических наук
bazhin_evgeniy@mail.ru*

PLACER AND OROGENIC GOLD MINERALIZATION PROSPECTS OF THE NORTHERN PART OF THE ZILAIRSKY MEGASYNCLINORIUM, THE SOUTHERN URALS

D.E.Saveliev,
P.V.Kazakov,
E.A.Bazhin

Gold mineralization of Zilairsky megasyntinorium is considered. It is shown that most of gold placers and lithochemochemical anomalies are localized at the eastern slope of this structure. The features of the gold particles chemistry and morphology have been characterized for the northern part of the given area exemplified by Turyelginskoe gold placer occurrence. It is suggested that the northern part of Zilairsky megasyntinorium is favorable for discovery of new gold placers and rock sources located near the influence zone of the Zilairo-Uraltauskaya fault.

Key words: native gold, placer, gold deposit, Zilairsky megasyntinorium, Novousmanovskaya area.

ГЕОЛОГО-ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО И ЗОЛОТО-ПОЛИСУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СОБОЛИНОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ, СИХОТЭ-АЛИНЬ

О.В.Авилова,
А.В.Андреев,
М.М.Гирфанов,
С.Г.Кряжев,
И.А.Старостин

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

На Соболиной перспективной площади (в рудном узле) Сихотэ-Алиня с известным медно-порфировым рудопроявлением Лазурное и серией проявлений Си, Мо, Ау выявлено оруденение (молибден)-медно-порфирового и (золото-молибден)-пирит-полисульфидно-кварцевого рудно-формационных типов в связи с пространственно совмещёнными в пределах узла разновозрастными плутоническими формациями. Для оруденения установлен характер проявления комплекса соответствующих прогнозно-поисковых критериев и признаков, адаптированы типовые разноранговые геолого-поисковые модели. Составленные модели предназначены для предварительной оценки известных и вновь открываемых рудопроявлений различных типов и определения направлений геологоразведочных работ в пределах Соболиной площади и смежных территорий.

Ключевые слова: медно-порфировое, золото-полисульфидное, молибденовое, оруденение, Сихотэ-Алинь, геолого-поисковая модель, берёзовско-араратский комплекс, синанчинский комплекс.

В условиях начавшегося на территории России промышленного освоения месторождений медно-порфирового типа возрастает практическое значение предварительной оценки перспективных участков и рудопроявлений на основе стандартизированных подходов, в первую очередь, адаптации типовых геолого-поисковых моделей объектов медно-порфирового рудно-формационного типа к конкретным геологическим обстановкам размещения прогнозируемых месторождений [8]. Такой подход позволяет систематизировать и интерпретировать часто неполную и разнородную информацию по объектам, повысить объективность предварительной оценки их перспектив, эффективность поисковых и оценочных работ.

В статье рассматривается опыт разработки геолого-поисковых моделей для комплексного (Си, Ау, Мо) оруденения Соболиной перспективной площади Сихотэ-Алиня, в пределах которой находится неоднократно изучавшееся рудопроявление Лазурное – один из первых объектов Дальнего Востока, отнесённых к медно-порфировому типу [2, 7, 11, 14, 15 и др.]. Обобщаются и интерпретируются данные предшествующих исследований, а также результаты ревизионных поисковых работ на Соболиной площади за счёт средств федерального бюджета, проведённых ОАО «Приморгеология» при участии авторов в 2012–2014 гг.

Соболиная площадь расположена в пределах южного звена Восточно-Сихотэ-Алинского



Рис. 1. Позиция Соболиной площади на схеме металлогенического (структурно-формационного) районирования Приморья:

металлогенические зоны: I – Ханкайская (Ханкайский древний массив), II – Самаркинская (складчатая зона триас-юрского возраста), III – Сихотэ-Алинская (складчатая зона раннемелового возраста), IV – Прибрежная (вулканический пояс поздне-мелового – палеогенового возраста)

вулcano-плутонического пояса (рис. 1) и может рассматриваться в качестве рудного (рудно-россыпного) узла. Поисковые участки площади группируются в два потенциальных рудных поля с комплексным золото-молибден-медным оруденением – Лазурное (участки Лазурный, Средний, Восточный) и Диоритовое (участки Диоритовый, Парубский, Кабаний) (рис. 2). На поисковых участках выделена и предварительно оконтурена серия минерализованных зон и потенциально промышленных рудных тел. Основные перспективные объекты площади отнесены к (молибден)-медно-порфировому геолого-промышленному типу (ГПТ), что позволяет применить детально разработанную геолого-поисковую модель объектов этого типа [6 и др.] для оценки рудопроявлений Соболиной площади. Необходимая адаптация типовой геолого-поисковой модели к региональной геологической обстановке и условиям поисков выполнена нами с учётом выявленных горно-буровыми работами особенностей геологического строения площади, вещественного состава и зональности развитых в её пределах магматических образований, метасоматических изменений, рудной минерализации, а также данных геофизических и геохимических исследований.

В соответствии со сложившимся подходом [5] геолого-поисковая модель представлена в табличной форме (табл. 1) как разноранговая система для характеристики основных прогнозно-металлогенических таксонов, выделяемых в рамках локального прогноза (рудный узел – рудное поле – поисковый участок) [10]. В качестве

основных элементов модели выступают поисковые критерии и признаки, сгруппированные в последовательный ряд: формационные, структурные, петрографические, метасоматические, минералогические, геохимические и геофизические. Для объектов прогноза в ранге потенциальных рудных полей и месторождений определяется перечень предварительно установленных минерало-геохимических типов руд, приводятся сведения об ожидаемой морфологии прогнозируемых рудных тел.

Интерпретация имеющихся материалов позволяет предположить, что на Соболиной площади проявлены два этапа оруденения в связи со становлением двух разновременных интрузивных комплексов – умереннощелочного и нормального рядов. В первый этап формировались проявления (молибден)-медно-порфирового ГПТ, во второй – кварц-молибденитового жильного и (золото)-полисульфидного жильно-прожилково-вкрапленного оруденения. Две последние разновидности отнесены к (золото-молибденит)-пирит-полисульфидно-кварцевому жильно-прожилково-вкрапленному рудно-формационному типу, отвечающему золото-полисульфидному ГПТ. Данное предположение легло в основу разноранговой геолого-поисковой модели для Соболиной площади, основные элементы которой рассмотрены ниже.

Формационные критерии и признаки. Рудносные и рудовмещающие магматические образования на Соболиной площади представлены исключительно интрузивными телами плутонических формаций – габбро-монцодиоритовой

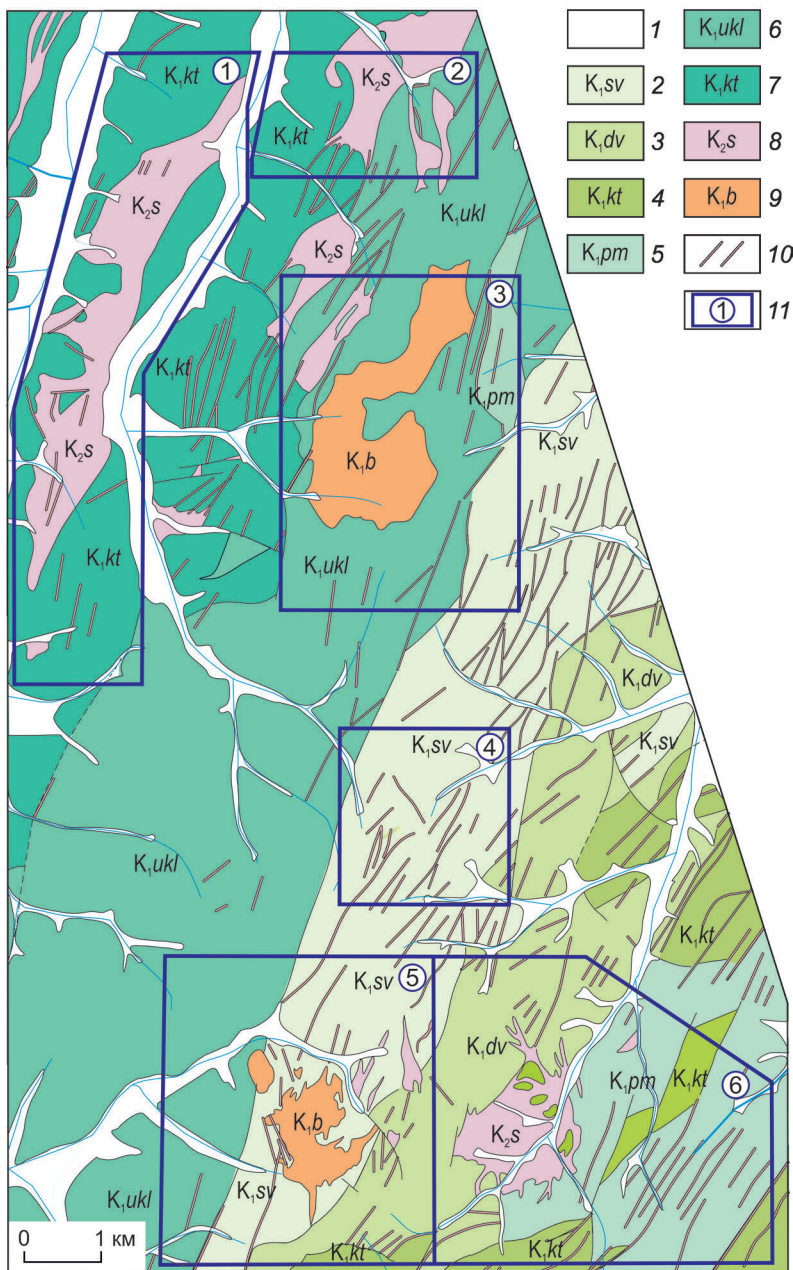


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Соболиной площади с расположением поисковых участков, по материалам ОАО «Приморгеология»:

1 – четвертичные аллювиальные образования; нижнемеловые терригенные отложения, свиты: 2 – светловодненская (K_{1sv}), 3 – дивнинская (K_{1dv}), 4 – каталевская (K_{1kt}), 5 – приманкинская (K_{1pm}), 6 – усть-колумбинская (K_{1ukl}), 7 – ключевская (K_{1kl}); интрузивные образования: 8 – синанчинского комплекса (K_{2s}) диорит-гранодиоритовой формации, продуктивного на золото-полисульфидное и молибденовое оруденение (габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты), 9 – берёзовско-араратского комплекса (K_{1b}) габбро-монцодиоритовой формации, продуктивного на медно-порфировое оруденение (монцогаббро, монцогаббродиориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты), 10 – дайковые тела пёстрого состава; 11 – поисковые участки (1 – Парубский, 2 – Кабаний, 3 – Диоритовый, 4 – Средний, 5 – Лазурный, 6 – Восточный)

(K_1) и диорит-гранодиоритовой (K_2), продуктивных соответственно на оруденение медно-порфирового рудно-формационного типа и полисульфидно-кварцевого (молибденоносного и золотоносного); вулканогенные комагматы продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций отсутствуют. Рудовмещающей является также терригенная флишоидная формация (K_1) субстрата вулcano-плутонического пояса.

Интрузивные образования отнесены к двум интрузивным комплексам, различающимся по

геологической позиции, составу и времени формирования. Ранний комплекс, сложенный породами габбро-монцодиоритовой формации (K_1), сформирован в возрастном интервале 110–102 млн лет [12] и соответствует берёзовско-араратскому интрузивному комплексу, традиционно выделяемому на прилегающих территориях. Эти породы относятся к умереннощелочному ряду повышенной калиевой щёлочности. Отношение K_2O/Na_2O варьирует от 0,84 до 1,26. Интрузивные тела образуют относительно крупные

1. Прогнозно-поисковая модель Соболиного рудного узла,

Элементы модели	Рудный узел	Рудное поле
1	2	3
1. Формационные 1.1. Рудоносные (рудовмещающие) плуто-нические формации: продуктивные на оруденение медно-порфири-вого рудно-формационного типа продуктивные на оруденение пирит-полисульфидно-кварцевого типа 1.2. Рудовмещающие формации суб-страта 1.3. Перекрывающие (прорывающие) формации	Габбро-монцодиоритовая (берёзовско-араратский комплекс K ₁)	
	Диорит-гранодиоритовая (синанчинский комплекс K ₂)	
	Флишоидная (K ₁)	
	Долеритовая (KZ?)	
2. Структурные	Зона глубинного разлома (Цен-тральный разлом) на фланге ре-гионального палеоподнятия, кон-тролирующая ареалы распро-странения штокообразных интрузивных массивов	Сочетание линейных и дуговых разрывных структур, контролирующих сближенные штокообраз-ные интрузивы габбро-монцоди-оритовой и диорит-гранодиори-товой формаций
3. Петрографические (фазы внедрения интрузивных комплексов рудоносных плуто-нических формаций) 3.1. Порфири-вые фазы интрузивных комплексов: продуктивных на медно-порфири-вое орудение продуктивных на пирит-полисульфидно-кварце-вое оруденение 3.2. Главные фазы внедрения интрузив-ных комплексов: продуктивных на медно-порфири-вое оруденение продуктивных на пирит-полисульфидно-кварце-вое оруденение 3.3. Дайковый комплекс (пострудные фазы)	Кварцевые монцодиорит-порфири-ты	
	Гранодиорит-порфи-ры	
	Габбро (ранний подкомплекс), монцодиориты (поздний подкомплекс)	
	Кварцевые диориты	
	Диоритовые порфири-ты, долериты	
4. Метасоматические	Ареалы гидротермальных изме-нений (скарнирование, окварце-вание, биотитизация, актиноли-тизация, калишпатизация, сери-цитизация, пропицитизация)	Телескопированные метасомати-ческие ореолы кварц-калишпат-актинолит-биотитовых и кварц-серицит-эпидот-хлоритовых из-менений на фоне ареала орого-викования и слабых гидротер-мальных изменений
5. Минералогические	Проявления вкрапленной и прожилково-вкрапленной магнетито-вой и сульфидной (медной и молибденовой) минерализации; жиль-	

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

рудных полей и поисковых участков в его составе

Поисковый участок	
(Молибден)-медно-порфировый рудно-формационный тип (Лазурный, Диоритовый)	(Золото-молибденит)-пирит-полисульфидно-кварцевый жильно-прожилково-вкрапленный рудно-формационный тип (Восточный, Средний, Парубский, Кабаний)
4	5
Габбро-монцодиоритовая (берёзовско-араратский комплекс K ₁)	Отсутствует
Диорит-гранодиоритовая (синанчинский комплекс K ₂)	
Флишоидная (K ₁)	
Долеритовая (KZ?)	
Эндо-эзоконтактовая часть штокообразного интрузива габбро-монцодиоритовой формации	Эндо-эзоконтактовая часть штокообразного интрузива диорит-гранодиоритовой формации
Зоны опережающих тектонических нарушений и трещиноватости	
Кварцевые монцодиорит-порфиры	Отсутствуют
Гранодиорит-порфиры	
Габбро (ранний подкомплекс), монцодиориты (поздний подкомплекс)	Отсутствуют
Кварцевые диориты	
Диоритовые порфиры, долериты	
Зонально построенный метасоматический ореол с сочетанием генерализованных зон: кремнещелочной (Kfsp, Bt, Qz, Act, Chl, ep), внутренней пропилитовой (Bt, Act, Chl, Ep, qz, ser), филлизитовой (Ser, Hser, Chl, Qz, ca, kaol, act), внешней пропилитовой (Chl, Ep, Ab, kfsp, ser, qz, ca, act) и слабых изменений на периферии. Локально проявленные зоны жильно-прожилкового окварцевания	Зонально построенный метасоматический ореол с сочетанием генерализованных зон: кремнещелочной (Ab, Bt, Qz, Act, Chl, ep), внутренней пропилитовой (Bi, Act, Chl, Ep, ab, qz, ser), филлизитовой (Ser, Hser, Chl, Qz, ca, kaol, act), внешней пропилитовой (Chl, Ep, Ab, ser, qz, ca, act) и слабых изменений на периферии. На контактах линз известняков могут присутствовать известковые скарны
Проявления первичной и окисленной прожилково-вкрапленной медной и молибденовой минерализации	Проявления жильно-прожилковой молибденит-пирит-кварцевой, (золото)-полисульфидно-кварцевой и

Методы и методики прогноза, поисков,
оценки и разведки месторождений

1	2	3
	ные золото-полисульфидно-кварцевые рудопроявления; магнетитовые рудопроявления в известковых скарнах; окисленная минерализация (ожелезнение, медная зелень и т.п.); россыпи и шлиховые потоки золота	
6. Геохимические	Серия вторичных ореолов рассеяния (ВОР) элементов-индикаторов (Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, W, As)	Группа сближенных комплексных первичных (по данным горных выработок) и ВОР элементов-индикаторов (Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn)
7. Геофизические	Градиентные зоны аномального магнитного поля (ΔT), оконтуривающие рудоносные штоки габбро-монцодиоритовой формации	Отрицательные магнитные аномалии (ΔT) на фоне повышенных значений окружающего геомагнитного поля, маркирующие области развития метасоматических изменений. Аномалии ВП, фиксирующие рудные тела (интенсивность $\eta < 3\%$) и «пиритовые ореолы» на флангах и периферии рудных тел (интенсивность $\eta = 3-8\%$)
8. Характеристика руд Минеральный состав		
Рудные минеральные ассоциации		
Минералого-геохимические типы		
Изотопно-геохимическая характеристика сульфидных минералов		
Морфология рудных тел		

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Продолжение таблицы

4	5
<p>ции в областях сопряжения кремнещелочной и внутренней пропилитовой метасоматических зон. Прожилково-вкрапленная пирротин-пиритовая минерализация («пиритовые ореолы») в пределах внешней пропилитовой зоны. Россыпи и шлиховые потоки золота</p>	<p>(золото)-пиритовой минерализации, приуроченные к областям сопряжения кремнещелочной и филлизитовой метасоматических зон. Тела жильно-прожилковых золото-полисульфидно-кварцевых руд в осевых частях филлизитовой зоны. «Пиритовые ореолы» в пределах внешней пропилитовой зоны. Шлиры и линзы магнетита в скарнах. Россыпи и шлиховые потоки золота</p>
<p>Контур ВОР Cu по изоконцентрате 0,03% (~1,2 км²) отвечает границе минерализованной зоны, включающей потенциально промышленные рудные тела</p>	<p>Слабоконтрастные ВОР элементов-индикаторов (Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn)</p>
<p>Отрицательные магнитные аномалии (ΔT) на фоне повышенных значений окружающего геомагнитного поля, маркирующие области развития метасоматических изменений. Аномалии ВП, фиксирующие рудные тела (интенсивность $\eta < 3\%$) и «пиритовые ореолы» на флангах и периферии рудных тел (интенсивность $\eta = 3-8\%$)</p>	
<p>Рудные минералы главные – халькопирит, пирит, магнетит, пирротин; второстепенные – молибденит, борнит; редкие – галенит, сфалерит, арсенопирит; гипергенные – халькозин, куприт, лимонит; жильные – кварц, калишпат, хлорит, эпидот</p>	<p>Рудные минералы главные – пирит; второстепенные – молибденит, халькопирит, арсенопирит; редкие – галенит, сфалерит, пирротин, золото; гипергенные – лимонит; жильные – кварц, карбонаты. В скарнах – массивные магнетитовые руды с пиритом, халькопиритом, молибденитом, шеелитом</p>
<p>Магнетит-халькопиритовая, пирит-халькопиритовая, пирит-пирротин-халькопиритовая, пирротин-пиритовая</p>	<p>Молибденит-пирит-кварцевая, пиритовая (золотоносная), полисульфидная (золотоносная), пирит-пирротиновая, магнетитовая скарновая</p>
<p>Магнетит-халькопиритовый, пирит-халькопиритовый, пирит-пирротин-халькопиритовый, пирротин-пиритовый</p>	<p>Пиритовый золотоносный, полисульфидный (золотоносный), кварц-пирит-молибденитовый, магнетитовый (молибден-вольфрамовый с золотом в скарнах)</p>
<p>$\delta^{34}\text{S}$ (-1,5±0,4‰)</p>	<p>$\delta^{34}\text{S}$ (+2,2±1‰)</p>
<p>Меденосная штокверковая минерализованная зона приурочена к эндоконтактам полифазного (габбро, монцодиориты) штока. В плане имеет форму разомкнутого овального кольца (2x1 км) при ширине 100–300 м; площадь ~1,2 км². Два потенциально промышленных рудных тела площадью 0,1–0,12 км² в пределах минерализованной зоны оконтуриваются по данным опробования; обрамлены зонами убогой пирит-халькопиритовой прожилково-вкрапленной минерализации, сменяющейся в экзоконтакте штока пирротин-пиритовой минерализацией «пиритового ореола». На флангах штокверковых рудных тел присутствуют маломощные кварц-полисульфидные жилы</p>	<p>Зона распространения молибденит-пирит-кварцевой минерализации (не локализована). Золотоносные кварц-полисульфидные жилы образуют линейные кулисно построенные зоны шириной до нескольких десятков метров и протяжённостью первые сотни метров</p>

1	2	3
9. Площадь металлогенического таксона, км²	280	60

Примечание. Ab – альбит, Act – актинолит, Bt – биотит, Ca – кальцит, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Gr – гранат, Hser – гидрослю прописные – второстепенные).

штоки, в плане близкой к изометрической формы, проявлены только на участках Диоритовый и Лазурный. В составе образований берёзовско-араратского комплекса в пределах Соболиной площади различаются две ассоциации плутонических пород – монцогаббро-монцогаббро-диоритовая и более поздняя монцодиорит-кварцевомонцодиоритовая, рассматриваемые как самостоятельные фазы внедрения единого интрузивного комплекса (рис. 3, а–в). Породы первой фазы представлены среднезернистыми биотит-клинопироксеновыми габбро (уч. Диоритовый) и биотит-клинопироксеновыми монцогаббро-диоритами (уч. Лазурный), породы второй – порфиroidными роговообманковыми монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми монцодиорит-порфиридами.

Поздний комплекс, сложенный породами диорит-гранодиоритовой формации (K_2), сформирован в интервале 95–80 млн лет и соответствует синанчинскому интрузивному комплексу [7]. Эта группа пород относится к нормальнощелочному ряду известково-щелочной серии. В породах содержания Na_2O преобладают над количеством K_2O . Отношение K_2O/Na_2O колеблется в широких пределах за счёт вторичных изменений, составляя обычно 0,5–0,73. Основная фаза комплекса – мелко-среднезернистые биотит-роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты (см. рис. 3, г) – наиболее проявлена на уч. Парубский, где формирует крупное пластинообразное тело, протягивающееся в субмеридиональном направлении более чем на 8 км при ширине ~1 км. Дайковые фазы комплекса, представленные биотит-роговообманковыми диорит-порфиридами, кварцевыми диорит-порфиридами, гранодиорит-порфирами, проявлены в той или иной степени на всех участках Соболиной площади: наиболее широко – на участках Восточный, Средний, Кабаний, Парубский, локально –

в северной части уч. Лазурный и на уч. Диоритовый.

Принципиальные различия химического состава пород двух интрузивных комплексов проиллюстрированы на диаграммах (рис. 4).

Структурные критерии и признаки. При выделении и оценке прогнозно-металлогенических таксонов различных рангов используются структурные критерии соответствующих масштабов. Так, позиция и строение Соболиного рудного узла определяются преимущественно структурными элементами регионального масштаба. Он локализован на южной периферии крупного орогенного поднятия и приурочен к зоне влияния Центрально-Сихотэ-Алинского глубинного разлома. Крупный плутон, сложенный главными фазами интрузивных комплексов, отсутствует. Узел выражен ареалом развития малых штокообразных интрузивов продуктивных плутонических формаций. Группы сближенных штоков контролируют позицию потенциальных рудных полей площади – Лазурного и Диоритового, а строение последних определяется взаиморасположением штоков различных рудоносных формаций, а также сочетанием оперяющих разрывных нарушений зоны глубинного разлома разных направлений.

Рудные объекты в пределах поисковых участков приурочены к эндоконтактовым (ближним экзоконтактовым) зонам интрузивных штоков, тяготеют к поясам даек порфирических фаз рудоносных комплексов, располагаются в участках оперяющих тектонических нарушений и зонах трещиноватости.

Петрографические критерии и признаки. Ведущим прогнозно-поисковым признаком этой группы применительно к оруденению медно-порфирического типа являются порфирические интрузивы, сложенные породами поздних фаз внедрения рудоносных интрузивных комплексов, имеющие порфирическую структуру. Порфирические

4	5
4	1

да, Kaol – каолинит, Kfsp – К-полевоый шпат, Px – пироксен, Qz – кварц, Ser – серицит (заглавные буквы – главные минералы,

фазы рудоносных комплексов на Соболиной площади распространены относительно ограничено: известны маломощные дайки (пояса даек) кварцевых монцодиорит-порфириров габбро-монцодиоритовой и кварцевых диорит-порфириров и гранодиорит-порфириров диорит-гранодиоритовой формаций. Главные фазы внедрения слагают рудовмещающие штоки на поисковых участках, представлены соответственно мелко-среднезернистыми до порфирировидных габбро и монцодиоритами габбро-монцодиоритовой формации, K₁ (штоки Лазурный, Диоритовый) и кварцевыми диоритами диорит-гранодиоритовой формации, K₂ (штоки Восточный, Кабаний и др.).

Метасоматические критерии и признаки. Этот элемент поисковой модели – один из основных при определении рудно-формационной принадлежности и перспективности минерализованных зон на ранних стадиях изучения. Используется также для локального прогноза позиции и морфологии рудных тел, оценки уровня эрозионного среза объектов, определения перспектив флангов и глубоких горизонтов месторождений. В качестве основы для интерпретации получаемых в ходе геологоразведочных работ минералогических данных нами использована формализованная модель состава и зональности рудно-метасоматических образований типовых медно-порфирировых месторождений [1].

При поисковых работах в масштабе Соболиного рудного узла установлено, что потенциальные рудные поля с прогнозируемым промышленным оруденением медно-порфирирового типа отвечают так называемым комплексным рудно-метасоматическим ореолам (табл. 2), образованным телескопированием калиево-пропилитовых (кварц-калишпат-актинолит-биотитовых) и филлизит-пропилитовых (кварц-серицит-эпидот-хлоритовых) изменений, сопро-

вождающих прожилково-вкрапленную (магнетит)-сульфидную минерализацию. Периферия рудных полей охвачена неравномерным ороговикованием терригенных пород, слабыми неравномерными гидротермальными изменениями и убогой сульфидной минерализацией.

В масштабе поисковых участков выделяются составные части комплексных рудно-метасоматических ореолов – генерализованные зоны, мощность которых (в горизонтальной проекции) многие десятки – первые сотни метров. Метасоматическая зональность потенциальных рудных полей Соболиного узла, включающих рудопроявления медно-порфирирового типа, в том числе Лазурное, определяется сменой генерализованных зон: кремнещелочной, охватывающей основной объем рудоносного штока; внутренней пропилитовой в ближнем экзоконтакте штока; филлизитовой, редуцированно развитой вдоль серии стержневых зон; внешней пропилитовой, накладывающейся на ороговикованные терригенные породы и сменяющейся зоной слабых изменений на периферии. В пределах кремнещелочной зоны оконтуривается область распространения прожилкового окварцевания.

Позиция оруденения в зональном комплексе рудно-метасоматическом ореоле рудопроявления Лазурное соответствует закономерностям, выявленным для типовых объектов [1, 13 и др.], и рассмотрена ниже.

Минералогические критерии и признаки. Использование минералогических признаков на Соболиной площади затруднено из-за ландшафтных условий. Рудная минерализация наблюдается только в канавах и в керне скважин, что не позволяет с большой долей достоверности определить масштабы распространения тех или иных типов минерализации.

Горными выработками в пределах территории вскрыты проявления первичной и окисленной прожилково-вкрапленной медной (участки

2. Распространённость типов гидротермально-метасоматических изменений и типы руд,
выявленные на участках Соболиной площади

Участки	Типы гидротермально-метасоматических изменений				Типы руд		
	Кремне-щелочной	Пропилитовый	Филлизитовый	Скарновый	Главные	Второстепенные	Редкие
Лазурный	++++	+	++		Магнетит-халькопиритовый, пирротин-пиритовый	Пирит-пирротин-халькопиритовый, пиритовый (золотоносный), полисульфидный	
Диоритовый	++++	++	+		Пирит-халькопиритовый		
Средний	++++		+		Пирит-пирротиновый	Пирит-кальцитовый	
Парубский	++++	++	+	+	Пирит-пирротиновый	Пиритовый (золотоносный)	Магнетитовый вольфрам-молибденовых скарнов, полисульфидный
Кабаний	++	+++	++++		Пиритовый		
Восточный	++++		+++		Пирит-пирротиновый	Молибденит-пирит-кварцевый	

Примечание. Проявлены: ++++ очень широко, +++ широко, ++ слабо, локально, + очень слабо.

Лазурный, Диоритовый), жильно-прожилковой молибденит-пирит-кварцевой (уч. Восточный), вкрапленной молибденсодержащей золотоносной пиритовой (уч. Кабаний), прожилковой золотоносной полисульфидно-кварцевой (уч. Лазурный и др.) минерализации, а также повышенные содержания W, Bi, Sn в линзах магнетита в известковых скарнах. Во фланговых частях рудоносных минерализованных зон медно-порфирового типа развита прожилково-вкрапленная пирротин-пиритовая минерализация, отвечающая «пиритовому ореолу» типовых медно-порфировых месторождений.

К группе минералогических критериев и признаков также относятся золотоносные россыпи и шлиховые потоки золота, широко проявленные в пределах изучаемой территории. Очевидная пространственная связь россыпей с интрузивными штоками свидетельствует о том, что коренными источниками россыпей служили минерализованные зоны их экзо-эндоконтактов. Особенно тесно эта связь проявлена в пре-

делах интрузивных штоков уч. Лазурный, где предполагается нижнерудный эрозионный срез порфировой системы, и уч. Восточный. Менее отчетливо россыпи связаны с массивами участков Диоритовый и Парубский, где наиболее вероятен подрудный уровень эрозионного среза рудно-магматической системы. На уч. Средний россыпи отсутствуют, однако, учитывая схожесть поисковых участков, нельзя исключить надрудный эрозионный срез системы.

В целом можно заключить, что минералогические критерии и признаки, установленные на Соболиной площади, отвечают преимущественно типовым объектам медно-порфирового ГПТ, тогда как специфика таких критериев (золото)-пирит-полисульфидно-кварцевого типа проявлена главным образом широким распространением россыпной золотоносности.

Геохимические критерии и признаки. Геохимические критерии, определённые по результатам поисковых работ, прежде всего по вторичным ореолам рассеяния, позволяют в общих

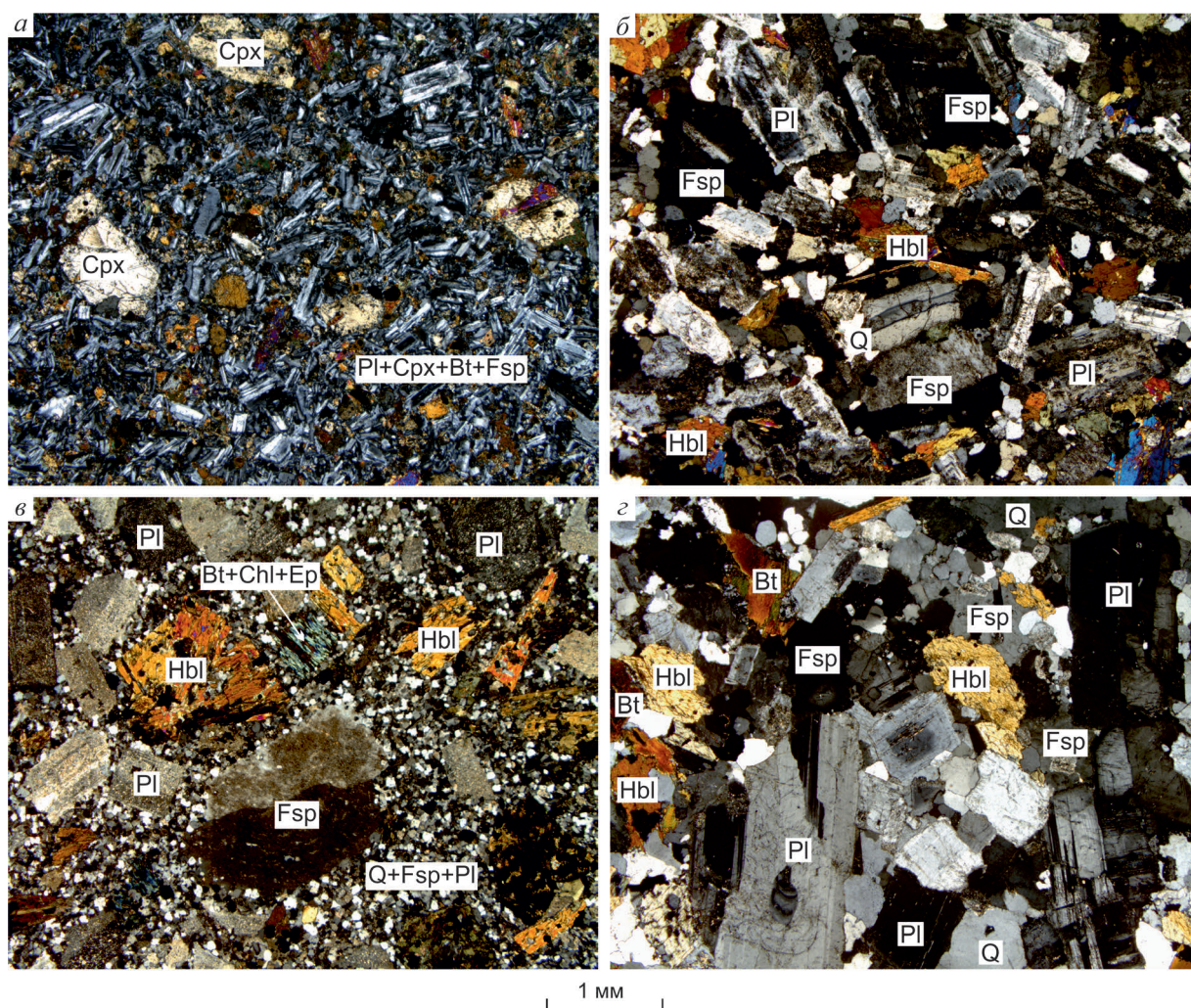


Рис. 3. Интрузивные породы Соболиной площади (проходящий свет николи +):

породы габбро-монцодиоритовой формации: а – биотит-клинопироксеновый монцогаббродиорит мелкозернистый (уч. Лазурный), б – роговообманковый кварцевый монцодиорит порфировидный (уч. Лазурный), в – роговообманковый кварцевый монцодиорит-порфирит (уч. Диоритовый); породы диорит-гранодиоритовой формации: г – биотит-роговообманковый гранодиорит мелко-среднезернистый порфировидный (уч. Парубский). Bt – биотит, Cpx – клинопироксен, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Fsp – K-Na полевой шпат, Hbl – роговая обманка, Pl – плагиоклаз, Q – кварц

чертах наметить границы рудных полей и поисковых участков с месторождениями медно-порфирового геолого-промышленного типа [3, 9]. Использование геохимических критериев и признаков на Соболиной площади затруднено в связи с полной закрытостью (залесённостью) территории, мощным почвенным слоем и наличием кор выветривания. Вследствие этого на большинстве перспективных участков аномалии Cu, Mo и основных элементов-спутников (Au, Ag, Pb, Zn, W, As), маркирующие рудопро-

явления в ВОР, имеют крайне низкую контрастность (Cu – порядка 0,00n%, Mo – 0,000n%) (рис. 5). Лишь центры аномалий площадью не более 0,5 км² выражены содержаниями Cu >0,08%. Наиболее контрастные комплексные аномалии Cu и Au фиксируются в пределах участков Лазурный (по данным работ ООО «Шилка Минералс», минерализованная зона рудопроявления площадью ~1,2 км² оконтуривается по содержанию в почвах Cu 0,03%) и Диоритовый, где минерализованные зоны с промышленны-

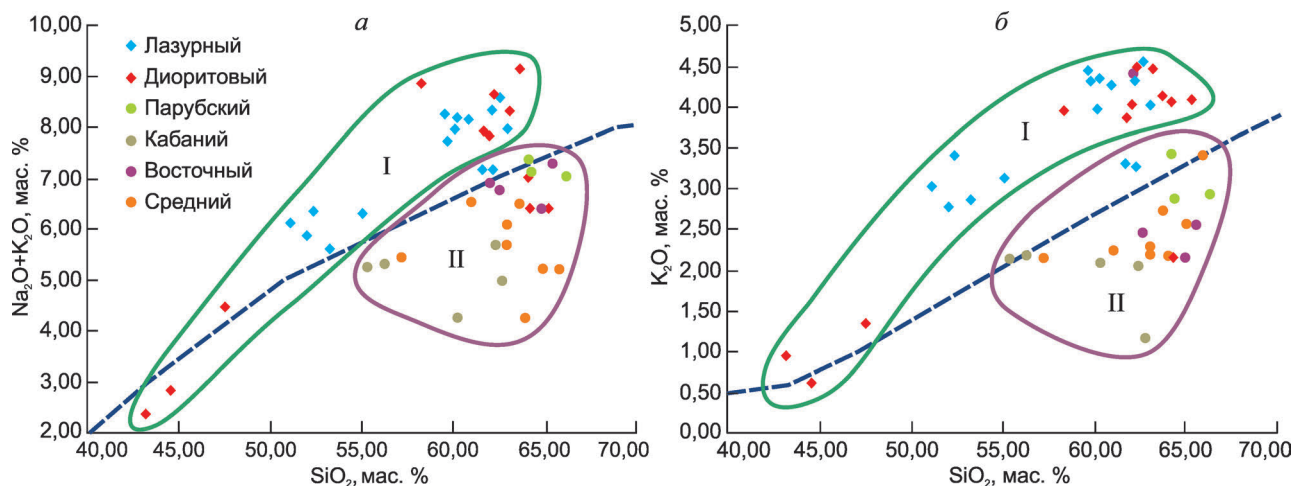


Рис. 4. Положение фигуративных точек химического состава интрузивных пород Соболиной площади на диаграммах TAS (а) и K_2O-SiO_2 (б):

I – породы монцитонитоидного ряда, продуктивные на медно-порфировое оруденение; II – породы нормального ряда, в том числе дайки неясной формационной принадлежности; синей линией обозначена граница пород нормальной и умеренной щёлочности

ми или близкими к ним содержаниями Си вскрываются поверхностными горными выработками на глубине от 1 до 5 м.

Геофизические критерии и признаки основаны на проявлении в разных геофизических полях различных геологических элементов поисковой модели медно-порфировых объектов – рудоконтролирующих разрывных нарушений, рудоносных интрузивных тел, зон метасоматитов, сульфидной минерализации и т.д. [8].

Для Соболиной площади имеются материалы по наземной магнитометрии и электроразведке предшествующих ГРП (рис. 6). По данным магнитометрии хорошо выделяются интрузивные массивы продуктивного габбро-монцодиоритового интрузивного комплекса участков Лазурный и Диоритовый, что обусловлено присутствием магнетита в метасоматитах кремнещелочного типа. Снижение интенсивности магнитного поля на периферии массивов связано, вероятно, с погружением их кровли, как для массива уч. Диоритовый, погружающегося в восточном направлении. Менее контрастно в магнитных полях выражены массивы диорит-гранодиоритовой формации (участки Парубский, Восточный). Контрастные отрицательные магнитные аномалии в приконтактных частях продуктивных массивов и периферических ча-

стях рудных полей отражают развитие здесь интенсивного окварцевания, сопровождаемого обильной пиритовой минерализацией. По градиентам магнитного поля в ряде случаев можно выделить и проследить протяжённые разрывные нарушения, в том числе рудоподводящие и рудовмещающие.

По данным электроразведочных работ выявлены аномалии кажущейся поляризуемости. Участки наиболее интенсивных значений этого параметра отражают зоны интенсивной пиритизации, что отчётливо наблюдается в пределах участков Средний, Кабаний, Парубский, Восточный, а также к востоку и северу от уч. Лазурный. Линейные аномалии поляризуемости северо-восточного простирания маркируют, по видимому, обогащённые пиритом зоны разрывных нарушений. Участки с установленной медно-порфировой минерализацией соответствуют областям минимальных значений поляризуемости. Слабоконтрастные аномалии поляризуемости со значениями $\eta=3-8\%$, приуроченные к контактам интрузивов и совпадающие в ряде случаев с повышенными концентрациями Си в ВОР, вероятно, маркируют зоны медной минерализации в пределах осадочной рамы, практически лишённые магнетитовой минерализации.

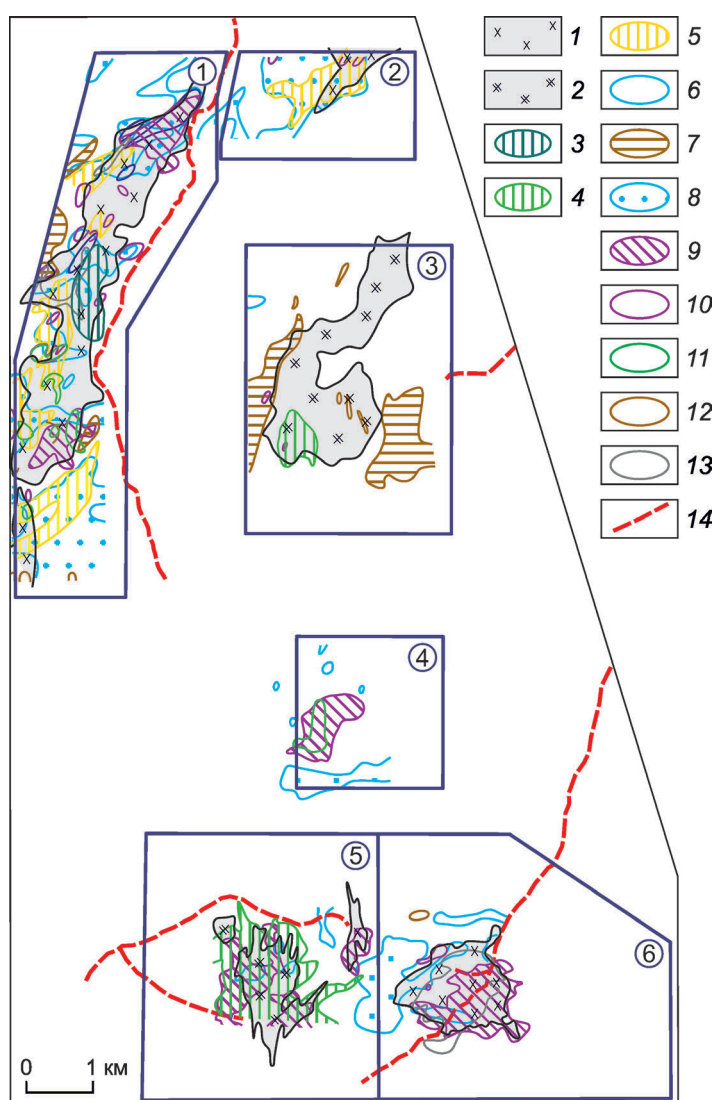


Рис. 5. Схема геохимических критериев и признаков Соболиной площади, по материалам ОАО «Приморгеология» и предшествующих поисковых работ:

интрузивные массивы: 1 – диорит-гранодиоритовой формации, 2 – габбро-монцодиоритовой формации; комплексные вторичные ореолы рассеяния элементов-индикаторов: 3 – (Ag)-Au-Cu – маркируют проявления рудной минерализации медно-порфиорового типа (магнетит-халькопиритовый, пирит-халькопиритовый минеральные типы), 4 – то же, тип первичного источника не определён, 5 – Pb-Zn-Ag-Au, локальные концентрации Cu и Mo – маркируют проявления полисульфидной золотоносной минерализации, 6 – Pb-Zn-Ag – маркируют проявления полисульфидной минерализации, 7 – As-Au – тип первичного источника не определён, 8 – Pb-Zn (обобщённые ореолы); моноэлементные ореолы рассеяния: 9 – Mo – маркирует проявления кварц-молибденитового минерального типа, а также области обогащения Mo в составе медно-порфиоровой минерализации, 10 – Mo – локальные ореолы, 11 – Cu – локальные и точечные ореолы, 12 – Au – локальные ореолы, 13 – W – маркирует области проявления скарнирования, а в комплексе с ореолами Mo – кварц-молибденитовую минерализацию; 14 – россыпи золота; остальные усл. обозн. см. рис. 2

Таким образом, на Соболиной площади проявления медно-порфиоровой минерализации отражаются сочетанием низких значений кажущейся поляризуемости и повышенных магнитного поля; высокие значения поляризуемости при низких магнитного поля соответствуют периферическим «пиритовым ореолам».

Для выявленных в пределах Соболиной площади проявлений и потенциальных месторождений определены минералого-геохимические типы руд, их состав, рудно-метасоматическая зональность и морфология прогнозируемых рудных тел.

Минералого-геохимические типы и состав руд. В связи с предполагаемым нами полифор-

мационным (двухэтапным) характером оруденения Соболиной площади в представленной модели рассматриваются две группы руд:

- золотосодержащие (молибден)-медные прожилково-вкрапленные (штокверковые) (молибден)-медно-порфиорового рудно-формационного типа. Включают следующие минералого-геохимические типы руд – магнетит-халькопиритовый (главный продуктивный), пирит-халькопиритовый (потенциально продуктивный), пирит-пирротин-халькопиритовый, пирротин-пиритовый (отвечают типизации [4]);
- золото-пиритовые вкрапленные и (золото)-молибденит-полисульфидно-кварцевые жильно-прожилковые предположительно

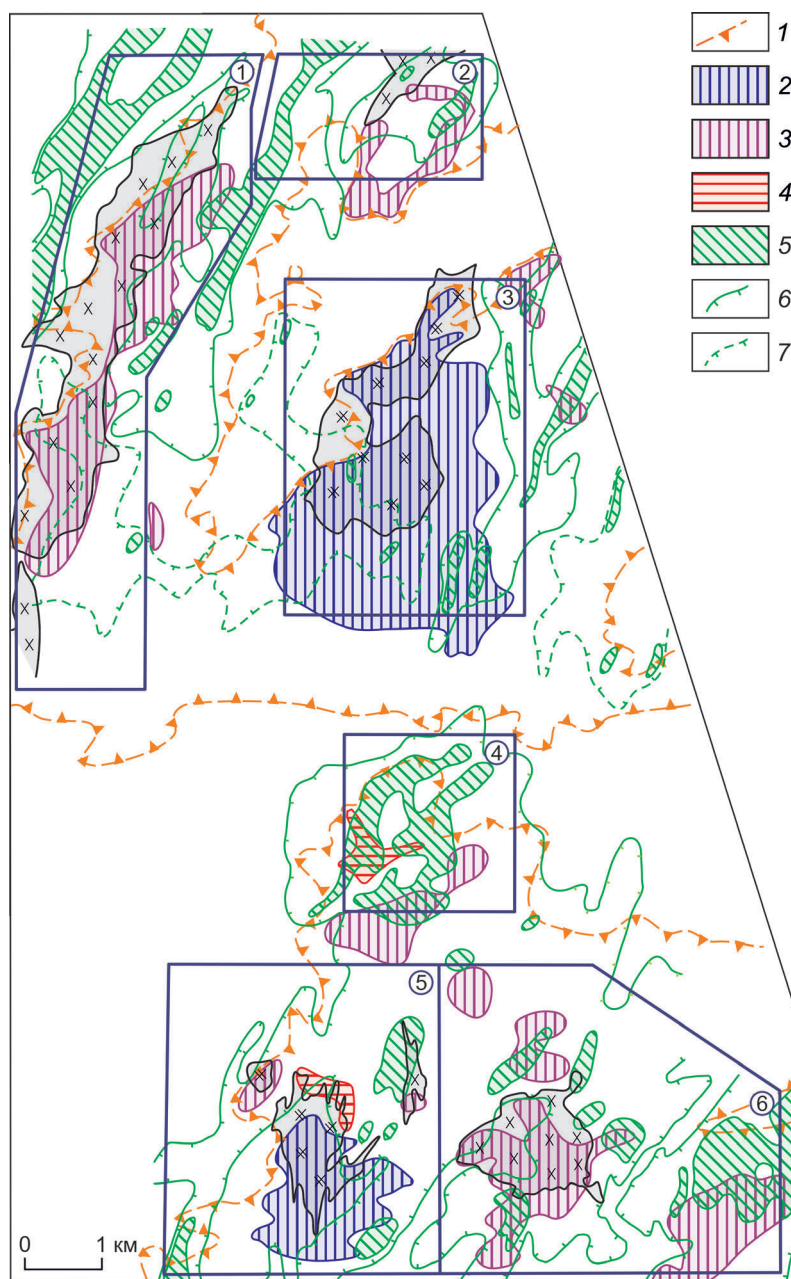


Рис. 6. Схема геофизических критериев и признаков Соболиной площади, по материалам поисковых работ (С.И.Дмитрук, 1987 г.):

аномалии магнитного поля ΔT_0 : 1 – интенсивностью >50 нТл, оконтуривают площади потенциальных рудных полей, 2, 3 – интенсивностью >75 нТл, (2 – контрастные, маркируют интрузивные массивы габбро-монцодиоритовой формации, 3 – слабоконтрастные, маркируют массивы и крупные дайковые тела диорит-гранодиоритовой формации, в том числе не выходящие на поверхность), 4 – локальные контрастные отрицательные в полях положительных значений ΔT_0 ; 5–7 – аномалии кажущейся поляризуемости (η): 5 – интенсивностью $>10\%$, оконтуривают участки интенсивного проявления пирротин-пиритовой минеральной ассоциации (на уч. Средний – также области совмещения пирротин-пиритового и кварц-молибденитового минеральных типов), 6 – интенсивностью $>3\%$, оконтуривают участки слабой сульфидной минерализации («пиритовые ореолы»), сложенные минерализацией пирит-пирротиновой и пирротин-пиритовой минеральных ассоциаций, 7 – то же, обобщённые контуры распространения локальных аномалий; остальные усл. обозн. см. рис. 2, 5

(золото-молибденит)-пирит-полисульфидно-кварцевого рудно-формационного типа. По ряду признаков сходны с проявлениями золото-порфирового рудно-формационного типа. Минералого-геохимические типы руд – пиритовый золотоносный (потенциально продуктивный на золото), полисульфидный золотоносный, кварц-пирит-молибденитовый.

Единичные проявления оруденелых скарнов можно отнести к самостоятельному типу – маг-

нетитовому молибден-вольфрамовому с золотом скарнов (потенциально продуктивному на молибден, вольфрам).

Рудопроявления Соболиной площади, отнесённые к различным рудно-формационным типам, близки по набору рудообразующих минералов, но различаются их количественными соотношениями (см. табл. 1; рис. 7).

Набор минералого-геохимических типов руд, определяющихся пространственным сочетанием нескольких рудных минеральных ассоциа-

ций (см. табл. 1) в пределах обособленных частей минерализованных зон, для проявлений Соболиной площади включает: магнетит-халькопиритовый, пирит-халькопиритовый, пирит-пирротин-халькопиритовый, пирротин-пиритовый, пиритовый золотоносный. Кроме того, локально проявлены следующие минералогеохимические типы руд: полисульфидный (золотоносный), кварц-пирит-молибденитовый, магнетитовый молибден-вольфрамовых с золотом скарнов. Промышленное значение для объектов Соболиной площади имеет только магнетит-халькопиритовый минералогеохимический тип руд. В перспективе не исключено обнаружение промышленных руд пирит-халькопиритового минералогеохимического типа. Пиритовый золотоносный тип руд может быть промышленным лишь при условии выявления на Соболиной площади весьма крупных залежей, отвечающих по основным параметрам (запасы руды, содержания золота) месторождениям золото-порфинового типа мирового класса. Остальные типы руд, с нашей точки зрения, промышленного значения в настоящее время не имеют.

По данным *изотопных исследований* состав серы сульфидных минералов двух выделяемых рудно-формационных типов минерализации контрастно отличается, что подтверждает различие источников рудного вещества и, тем самым, связь с различными этапами магматической активности (интрузивными комплексами) (рис. 8). Сульфидная минерализация медно-порфинового типа на участках Лазурный и Диоритовый отличается весьма однородным изотопным составом серы при отрицательном значении $\delta^{34}\text{S}$ ($-1,5 \pm 0,4\%$). Столь низкий градиент значений свидетельствует о принадлежности сульфидной минерализации к наиболее продуктивным центральным частям медно-порфиновых систем. Существенно пиритовая (золотоносная) минерализация на участках Средний, Кабаний, Восточный и Парубский, флангах уч. Лазурный характеризуется положительными значениями $\delta^{34}\text{S}$ ($+2,2 \pm 1\%$).

Рудно-метасоматическая зональность. В масштабе рудных полей Соболиной площади (рис. 9) отмечается прямая асимметричная рудно-метасоматическая зональность, а именно: в

пределах центральных рудопоявлений развиты рудно-метасоматические образования более раннего (молибден)-медно-порфинового рудно-формационного типа, в пределах фланговых участков – более позднего (золото-молибден)-пирит-полисульфидно-кварцевого, представленного точками минерализации пиритовой (золотоносной), молибденит-пирит-кварцевой и полисульфидной минеральных ассоциаций. Участки распространения молибден-вольфрамовых магнетитовых скарнов подчиняются литологическому контролю – контактам карбонатсодержащих толщ в экзоконтактах рудоносных интрузивов.

В масштабе потенциального месторождения, на примере уч. Лазурный (рис. 10), проявлена прямая концентрическая рудно-метасоматическая зональность относительно сложно построенного интрузивного штока, выраженная в смене зон метасоматических изменений и рудной минерализации (аналогичных зонам типовой модели РМЗ медно-порфиновых месторождений): калиевой, филлизитовой, внутренней и внешней пропиловых, зоны слабых изменений (рис. 11). Так, метасоматиты калиевой зоны со штокверковыми рудами магнетит-халькопиритового минералогеохимического типа охватывают весь объём штока и сменяются зоной слабых изменений (в данном случае – редуцированный аналог внешней пропиловой зоны), сопровождающей пиритовый ореол и развитой по ороговикованным терригенным породам экзоконтакта штока. В северном эндо-экзоконтакте штока оконтуривается зона наложенных околощитовых кварц-серицитовых изменений и прожилкового окварцевания, представляющая редуцированный аналог филлизитовой зоны, руды в которой обогащены за счёт наложения полисульфидной минеральной ассоциации. В ближнем экзоконтакте штока на щелочные изменения существенно биотитового состава фрагментарно наложены (альбит-хлорит-эпидот)-актинолитовые, формирующие внутреннюю пропиловую зону с образованием здесь пирит-пирротин-халькопиритовой минеральной ассоциации (типа руд).

Как и на типовых медно-порфиновых объектах, рудно-метасоматическая зональность определяет пространственное распределение руд-

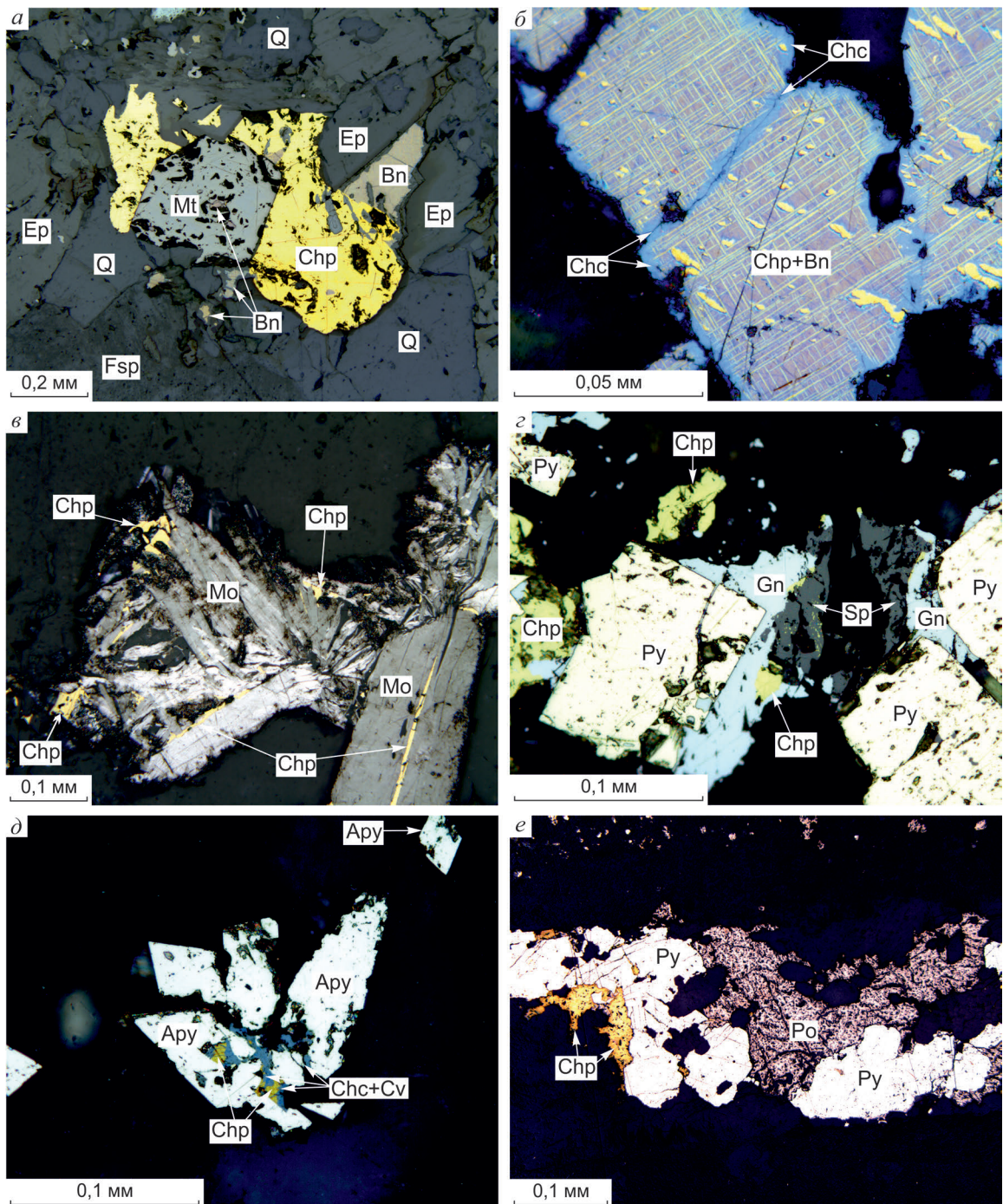


Рис. 7. Рудная минерализация Соболиной площади:

(молибден)-медно-порфировый рудно-формационный тип, магнетит-халькопиритовая ассоциация: *а* – срастание магнетита (Mt), халькопирита (Chp), борнита (Bn) в агрегате эпидота (Ep), кварца (Q), калишпата (Fsp), *б* – структура распада твёрдого раствора борнита и халькопирита, каймы и прожилки гипергенного халькозина (Chc), *в* – срастание молибденита (Mo), халькопирита; (золото-молибденит)-пирит-полисульфидно-кварцевый рудно-формационный тип: *г*, *д* – полисульфидная ассоциация (*г* – срастание пирита (Py), халькопирита, галенита (Gn), сфалерита (Sp), *д* – срастание арсенопирита (Apy), халькопирита, последний замещается гипергенными халькозином и ковеллином (Cv)), *е* – пирит-пирротиновая ассоциация (срастание пирротина (Po), пирита, халькопирита)

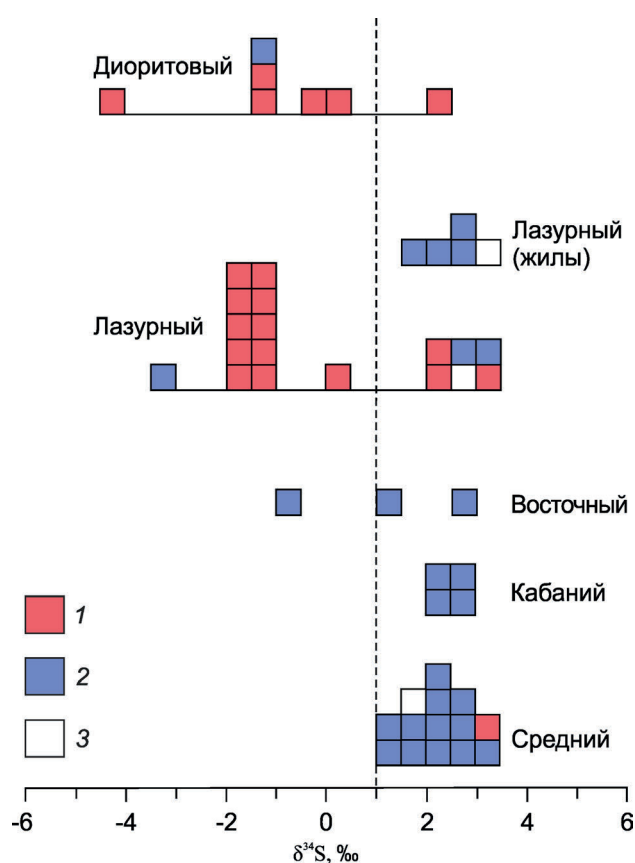


Рис. 8. Изотопный состав серы сульфидов минерализованных зон поисковых участков Соболиной площади:

1 – халькопирит; 2 – пирит; 3 – пирротин

ных концентраций рудопроявлений Соболиной площади. Так, потенциально промышленные тела прожилково-вкрапленных руд медно-порфирового типа тяготеют к областям сопряжения кремнещелочной и внутренней пропилитовой зон, где в эталонных медно-порфировых объектах локализуются наиболее богатые руды. Проявления убогой прожилковой молибденит-пирит-кварцевой минерализации приурочены к областям сопряжения кремнещелочной и филлизитовой зон, а жильно-прожилковые тела золото-полисульфидно-кварцевых руд – к осевым частям филлизитовой зоны. В пределах внешней пропилитовой зоны развит «пиритовый ореол». На контактах линз известняков могут присутствовать известковые скарны (пироксен, гранат, карбонат) с шлирами магнетита (известны только в пределах уч. Парубский).

Элементы рудно-метасоматической зональности Соболиного рудного узла и разноранговых рудных объектов в его пределах – рудных полей и поисковых участков (потенциальных месторождений) – соответствуют типовым схемам зональности эталонных медно-порфировых месторождений [1 и др.]. Определенные минералогические отличия рассматриваемого объекта заключаются в нечёткости признаков разновременности (телескопирования) кремнещелочной и пропилитовой метасоматических минеральных ассоциаций в составе калиевой зоны, редуцированном проявлении филлизитовой, внутренней и внешней пропилитовых зон, малой роли борнита в составе магнетит-халькопиритовой минеральной ассоциации, отсутствии существенно халькопиритовой зоны, незначительном количестве молибденита в составе главной продуктивной минеральной ассоциации, повышенной роли пирротина в пиритовом ореоле и др. Следует отметить, что эти признаки, наряду с относительно низкими и невыдержанными содержаниями полезных компонентов в рудах по данным опробования, снижают оценку перспектив известных рудопроявлений Соболиной площади и её территории в целом.

Морфология прогнозируемых рудных тел. Геологоразведочными работами установлено, что меденосная штокверковая минерализованная зона основного объекта Соболиной площади – рудопроявления Лазурное – приурочена к эндоконтактовой зоне полифазного (габбро, монцодиориты) интрузивного штока. Имеет в плане форму разомкнутого овального кольца (2x1 км) шириной 100–300 м. Два потенциально промышленных рудных тела площадью 0,1–0,12 км² в пределах минерализованной зоны оконтуриваются по данным опробования и обрамляются зонами убогой пирит-халькопиритовой прожилково-вкрапленной минерализации, сменяющейся в экзоконтакте штока пирротин-пиритовой минерализацией «пиритового ореола». На флангах штокверковых рудных тел известны единичные маломощные золотоносные кварц-полисульфидные жилы в виде линейных кулисообразно построенных зон шириной до нескольких десятков метров, протяжённостью первые сотни метров. Зона распространения молибденит-пирит-кварцевой ми-

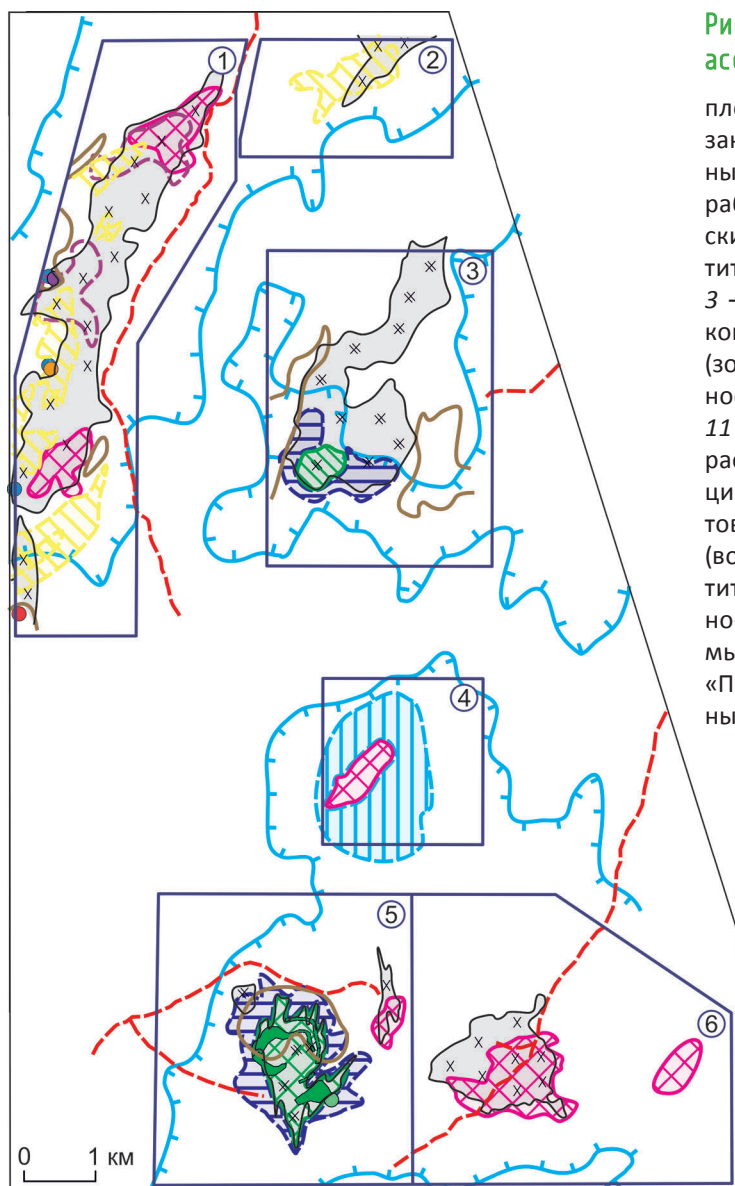
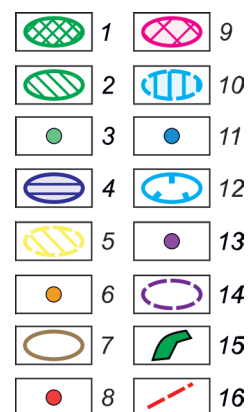


Рис. 9. Схема размещения рудных минеральных ассоциаций в пределах Соболиной площади:

площади (показаны контурами) и пункты (показаны кружками) проявления рудных минеральных ассоциаций, установленные по горным выработкам или предполагаемые по геохимическим или геофизическим данным: 1 – магнетит-халькопиритовой, 2 – пирит-халькопиритовой, 3 – пирит-пирротин-халькопиритовой, 4 – (халькопирит)-пирротин-пиритовой, 5, 6 – пиритовой (золотоносной), 7, 8 – полисульфидной (золотоносной), 9 – молибденит-пирит-кварцевой, 10, 11 – пирит-пирротиновой, 12 – внешний контур распространения пирит-пирротиновой ассоциации по геофизическим данным, 13 – магнетитовой скарновой, 14 – ореолы скарнирования (вольфрамсодержащие скарны с линзами магнетита) по геофизическим данным; 15 – зоны медно-порфирового оруденения с интервалами промышленных содержаний Cu, по данным ОАО «Приморгеология»; 16 – россыпи золота; остальные усл. обозн. см. рис. 2, 5



нерализации в пределах рудопоявления не околонтурена.

Таким образом, оруденение, выявленное на Соболиной площади, по набору элементов прогнозно-поисковой модели можно отнести, несмотря на ряд специфических особенностей (редуцированность «порфировых интрузивов», неразвитость филлизитовой зоны, неконтрастность литохимических аномалий элементов-индикаторов и др.), к медно-порфировому геолого-промышленному типу, отчасти – к сопряжённым с ним рудно-формационным типам.

Из шести перспективных участков Соболиной площади (Лазурный, Диоритовый, Паруб-

ский, Кабаний, Восточный, Средний) наиболее полным набором метасоматических и минералого-геохимических признаков, свойственным месторождениям медно-порфирового типа, обладают поисковые участки Лазурный и Диоритовый. Они локализованы в пределах относительно изометрических интрузивных штоков, прорывающих осадочные комплексы раннемелового фундамента. Штоки сложены комплексом порфировидных пород монцонитоидного ряда – от субщелочных габбро и габбродиоритов до кварцевых монцодиоритов. Метасоматические изменения представлены кремнещелочным и пропиловитовым типами (кварц-ка-

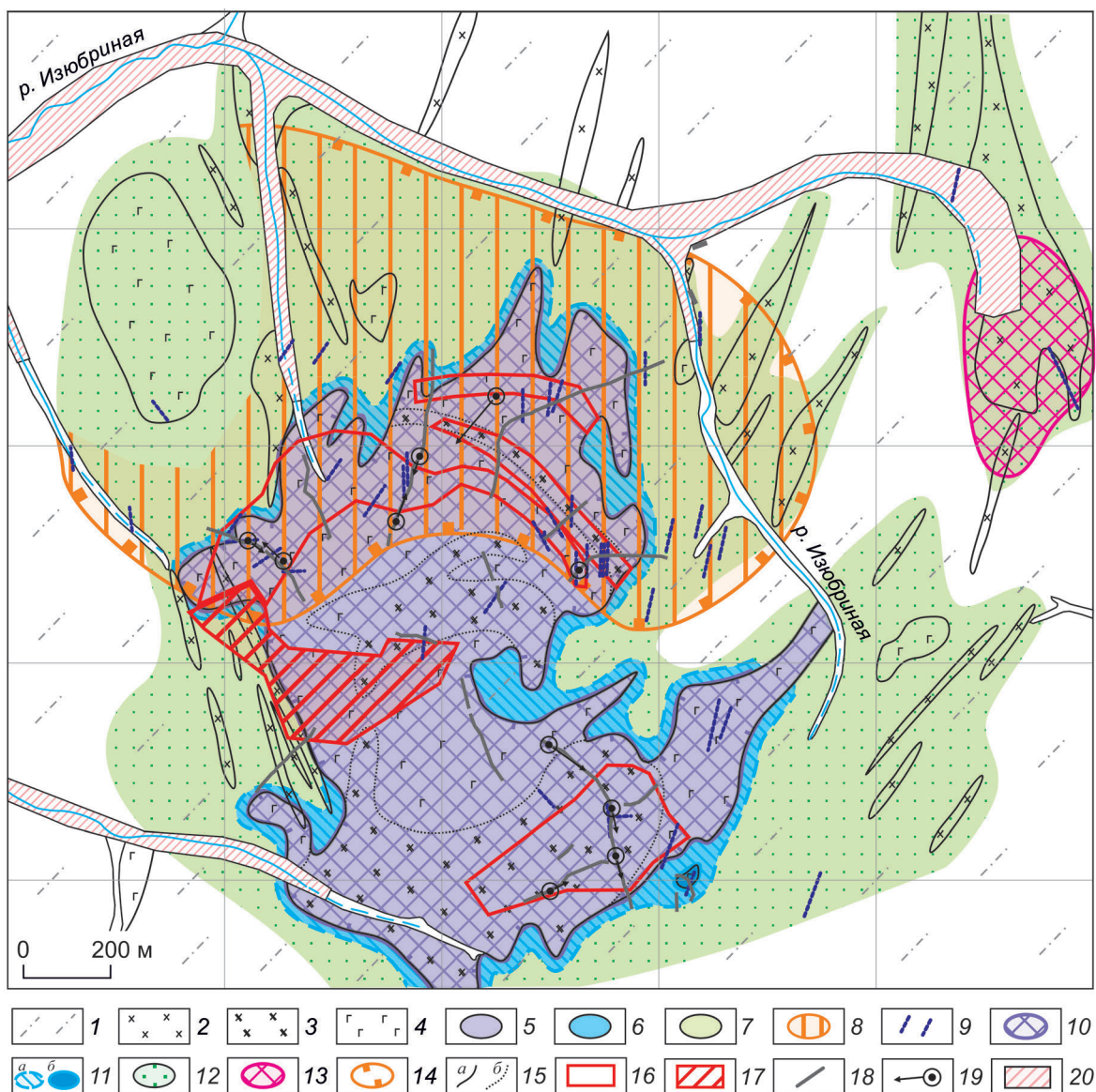


Рис. 10. Схема рудно-метасоматической зональности рудопроявления Лазурное и его флангов:

1 – ороговикованные терригенные породы, K_1 (биотитовые роговики, биотитизированные песчаники и алевролиты); рудоносные интрузивные образования: 2 – диорит-гранодиоритовой формации, K_2 (диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры), 3, 4 – габбро-монцодиоритовой формации, K_1 (3 – кварцевые монцодиориты порфировидные, 4 – монцогаббродиориты); зоны метасоматических изменений: 5 – калиевая (кварц, калишпат, биотит, актинолит, хлорит), 6 – внутренняя пропиловатая (биотит, актинолит, хлорит, кварц), 7 – слабых изменений с фрагментами внешней пропиловатой (хлорит, эпидот, альбит, актинолит, биотит), 8 – область распространения околотрещинных филлизитовых изменений (кварц, серицит, хлорит); 9 – кварцевые жилы; зоны распространения рудных минеральных ассоциаций: 10 – магнетит-халькопиритовой, 11 – пирротин-пиритовой (а), пирит-пирротин-халькопиритовой (б), 12 – пирит-пирротиновой, пирротин-пиритовой («пиритовый ореол»), 13 – молибденит-пирит-кварцевой (по геохимическим данным), 14 – полисульфидной (золотоносной, внешний контур); 15 – границы полифазных интрузий (а), интрузивных фаз (б); контуры меднорудных тел: 16 – прогнозируемые по результатам работ ОАО «Приморгеология», 17 – ооконтуренные работами ЗАО «Шилка-Минералс», 2009 г.; горные выработки, пройденные ОАО «Приморгеология»: 18 – каналы, 19 – скважины колонкового бурения; 20 – золото-россыпные полигоны

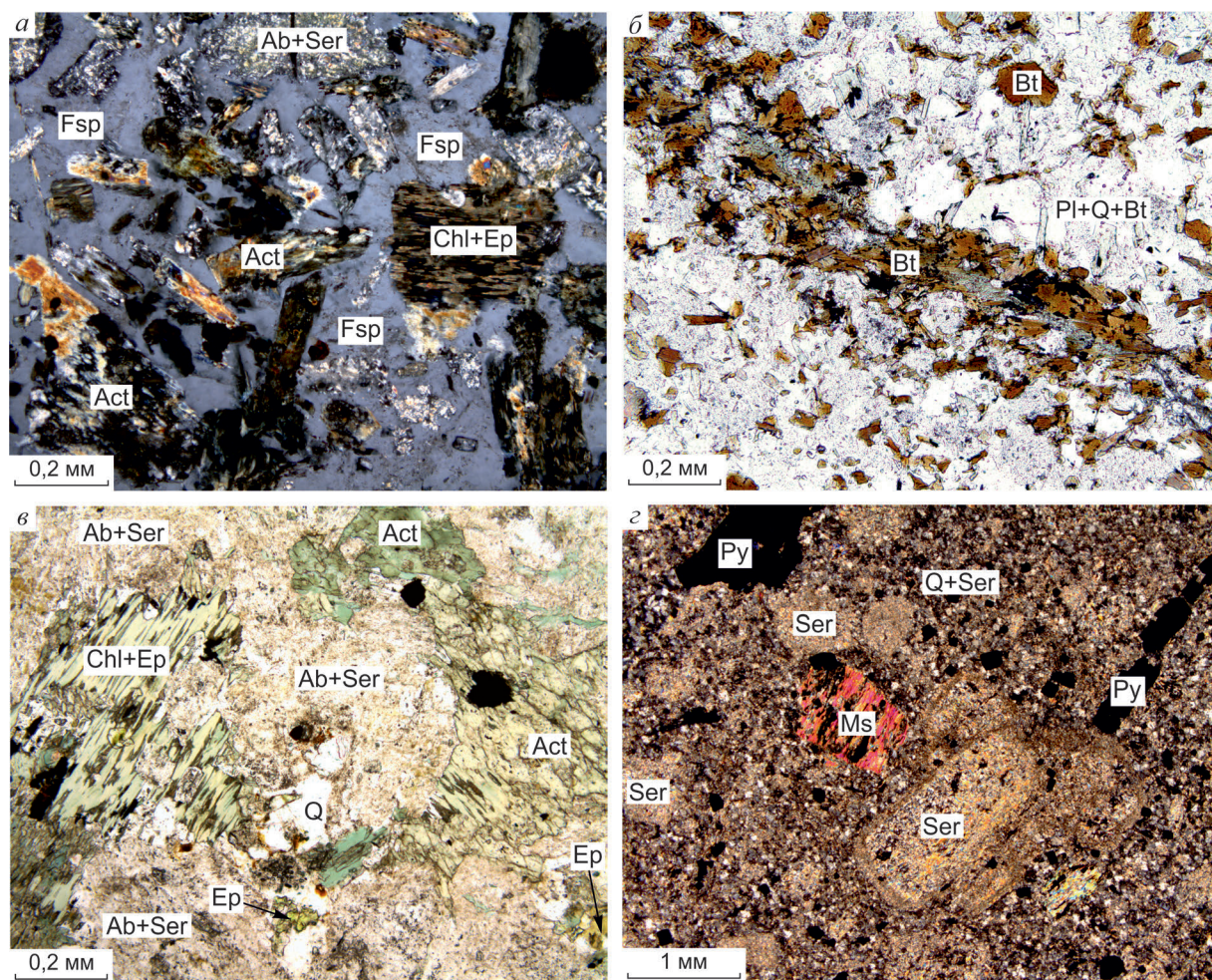


Рис. 11. Метасоматические изменения рудопроявления Лазурное; проходящий свет (а, г – николи +; б, в – николи -):

а – калиевые; б – внутренней пропилютовой зоны; в – калиевые, совмещённые с филлизитовыми; г – филлизитовые; Act – актинолит, Ab – альбит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Fsp – K-Na полевой шпат, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Py – пирит, Q – кварц, Ser – серицит

лишпат-биотитовые метасоматиты с актинолитом, хлоритом, эпидотом). Прожилково-вкрапленная минерализация, реже гнездовая в амфибол-калишпат-кварцевых жилах, в пределах штоков и их ближайшей периферии (в осадочных породах) представлена преимущественно халькопиритом, редко борнитом. Интервалы с повышенными концентрациями Cu (0,3–1%) сопровождаются характерными для медно-порфировых руд содержаниями Au (0,1–0,3 г/т, в отдельных интервалах до 0,5–1 г/т). Другие рудные минералы – пирит и молибденит – имеют резко подчинённое значение, содержание Mo в мине-

рализованных породах крайне незначительно (редко повышается до 0,006–0,018%); широко проявлен магнетит, особенно в породах основного состава.

Участки Парубский, Кабаний, Средний и Восточный приурочены к малым интрузиям и дайковым телам (кроме уч. Парубский, занимающего площадь довольно крупного интрузива) гранитоидов нормального ряда (порфировидные кварцевые диориты, гранодиориты и порфириты того же состава). Они имеют иной характер метасоматических изменений и рудной минерализации. В пределах этих участков до-

минируют изменения серицит-хлорит-карбонат-кварцевого и серицит-кварцевого составов, в породах осадочной рамы и в порфириновых дайках проявлена биотитизация. Рудные минералы представлены в большей степени пиритом, иногда золотоносным (уч. Кабаний – содержания Au от 0,1 до 0,5 г/т), молибденитом (наиболее проявлен на уч. Восточный – содержания Mo 0,003–0,03%), пирротинном; халькопирит очень редок. Данные изменения сопровождаются немногочисленными кварцевыми (серицит-кварцевыми) жилами и их сериями, содержащими крайне неравномерную гнездовую полисульфидную (пирит, молибденит, халькопирит, пирротин) минерализацию, часто с относительно высокими содержаниями Au и Ag.

В целом наибольшими перспективами на обнаружение промышленного медно-порфирирового оруденения обладают минерализованные зоны, пространственно ассоциирующие с гидротермально изменёнными интрузивными образованиями монцонитоидного берёзовско-аратского комплекса.

Жильно-прожилковые зоны, контролирующиеся малыми интрузиями синанчинского комплекса, не несут промышленной медной минерализации. Несмотря на установленную их золотоносность и молибденоносность, промышленные концентрации этих металлов в них к настоящему времени не выявлены. Эти зоны, вероятно, служили источником золота для многочисленных россыпей, развитых на Соболиной площади.

В заключение отметим, что представленная разноранговая геолого-поисковая модель, которая была составлена на основе типовой геолого-поисковой модели месторождений медно-порфирирового геолого-промышленного типа и адаптированная к геологической обстановке и условиям поисков Соболиной перспективной площади, может быть использована для предварительной оценки известных и вновь открываемых рудопроявлений различных типов в её пределах и на смежных территориях, определения направлений и очередности дальнейших геолого-поисковых работ.

Авторы выражают благодарность геологической службе и руководству ОАО «Примор-

геология» за содействие в проведении полевых работ и предоставленные материалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирфанов М.М. Рудно-метасоматическая зональность меднопорфирировых месторождений – условия образования и модели: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 1993.
2. Киселев Н.Н. Металлогенические особенности медно-порфирирового оруденения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Оруденение порфирирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток, 1988. С. 142–157.
3. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Меднопорфирировые месторождения. 2-е изд. – М.: ЦНИГРИ, 2010.
4. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Минералого-геохимические типы руд меднопорфирировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия. 1985. № 10. С. 1417–1429.
5. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
6. Мигачев И.Ф. Геолого-поисковые модели рудных полей и месторождений – основа крупномасштабного и локального прогноза меднопорфирирового оруденения // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 207. С. 15–20.
7. Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса / В.Г.Гоневчук, Г.А.Гоневчук, В.А.Лебедев и др. // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 3. С. 20–31.
8. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Методическое руководство. Вып. «Медь». – М.: ЦНИГРИ, 2002.
9. Прогрессивные технологии оценки и разведки медно-порфирировых месторождений / А.И.Кривцов, Ю.А.Сергийко, Л.У.Кадырбеков и др. – Алма-Ата: Южказгеология, 1987.
10. Пространственные металлогенические таксоны. Справочное пособие / Под. ред. А.И.Кривцова, Г.В.Ручкина. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
11. Рязанцева М.Д., Антонов П.Н. Порфирировое оруденение Приморья // Оруденение порфирирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток, 1988. С. 106–120.

12. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Аленичева А.А. Монцонитоидный магматизм медно-порфирового оруденения месторождения Лазурное: геохронология по результатам U-Pb и K-Ar датирования и особенности генезиса рудоносных магм по данным изотопно-геохимических исследований (Приморье, Россия) // Докл. АН. 2011. Т. 438. № 1. С. 82–90.
13. Тутли С.Р., Бин Р.Э. Медно-порфировые месторождения // Генезис рудных месторождений. М., 1984. Т. 1. С. 245–333.
14. Юшманов Ю.П. Геология. Структура и металлогения Соболиного рудного узла (Приморье). – Биробиджан: ГОУВПО «ДВГСГА», 2009.
15. Юшманов Ю.П. Структура и зональность Au-Cu оруденения месторождения Лазурное в Центральном Сихотэ-Алине // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 85–90.
- Авилова Ольга Владимировна,
научный сотрудник
avilova@tsnigri.ru
- Андреев Антон Вадимович,
старший научный сотрудник
aandreev@tsnigri.ru
- Гирфанов Михаил Миргалимович,
кандидат геолого-минералогических наук
girfanov@tsnigri.ru
- Кряжев Сергей Гаврилович,
кандидат геолого-минералогических наук
s34@mail.ru
- Старостин Иван Александрович
starostin@tsnigri.ru

GEOLOGICAL PROSPECTING MODELS FOR THE PORPHYRY COPPER AND GOLD-POLYSULFIDE ORE MINERALIZATION OF THE SOBOLINAYA PROSPECTIVE AREA, SIKHOTE-ALIN REGION

O.V.Avilova,
A.V.Andreev,
M.M.Girfanov,
S.G.Kryazhev,
I.A.Starostin

The Sobolinaya prospective area within the Sikhote-Alin Region represents an ore district that comprises the well-known Lazurnoye porphyry copper-type prospect and several copper, molybdenum, and gold occurrences. The ore mineralization of the district is confined to the (molybdenum)-copper porphyry and (gold-molybdenum)-pyrite-polysulfide types related to spatially coinciding plutonic rock associations of different ages. The study has revealed characteristic features of the geological prospecting indicators of the mineralization. The relevant typical geological prospecting models for promising territories varying in scale are adapted to the regional geological context. The models are intended for a preliminary assessment of the known and newly discovered ore occurrences of various types and for targeting the geological exploration within the study area and adjacent territories.

Key words: porphyry copper mineralization, gold-polysulfide mineralization, molybdenum mineralization, Sikhote-Alin, geological prospecting model, Berezovsk-Araratsk intrusive complex, Synanchinsk intrusive complex.

АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ АССОЦИАЦИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ АЛМАЗОВ И В ПРОДУКТАХ ПЕРЕРАБОТКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЁННЫХ КИМБЕРЛИТОВ

В.А.Чантурия¹,
Г.П.Двойченкова¹,
О.Е.Ковальчук²,
А.С.Тимофеев¹,
Ю.А.Подкаменный¹

¹ ФГБУН Институт проблем комплексного освоения недр РАН, г. Москва

² НИГП АК «АЛРОСА», г. Мирный

В результате теоретических и экспериментальных исследований выяснены закономерности распределения вторичных минералов и их ассоциаций в метасоматически изменённых алмазосодержащих кимберлитах и продуктах их переработки. На основе комплекса минералогических исследований установлена идентичность составов изменённых кимберлитов и образованных в процессе их переработки тонкодисперсных глинистых шламов, являющихся основой гидрофильных плёнок на поверхности алмазных кристаллов, не извлекаемых методами липкостной и пенной сепараций.

Ключевые слова: вторичные минералы, ассоциации, кимберлиты, фракции, шламы, алмаз, гидрофильный.

Существующие закономерности в смене химического и петрографического составов пород создают определённую вертикальную зональность коренных месторождений алмазов. Верхние горизонты кимберлитовых трубок хорошо изучены, и для них отработана технология добычи алмазов на обогатительных фабриках. При переходе на разработку более глубоких горизонтов обнаружены блоки руды интенсивно изменённых кимберлитовых пород сложного вещественного состава. Преобразование пород постмагматическими процессами иногда настолько велико, что отдельные образцы легко рассыпаются при сжатии, а крепость других увеличивается в зонах сплошного окварцевания настолько, что они практически не поддаются разрушению ударными воздействиями.

В изменённых рудных блоках кимберлиты в различной степени преобразованы метасоматическими процессами в глинистые минералы и

тальк, составляющие до 96% связующей массы. Общим для всех образцов изменённых кимберлитовых пород является наличие в их составе глинистых минералов со смектитовыми пакетами: Na-смектит, смешанослойные тальк-смектит и хлорит-смектит. Частицы данных минералов, как правило, концентрируются в тонкодисперсных шламовых продуктах переработки кимберлитовых руд и обладают свободным зарядом. Это делает их поверхностно-активными, способными к катионному обмену, взаимодействию с поверхностью кристаллов, вследствие которого снижается извлечение алмазов методами с использованием их природных физико-химических свойств [6, 8, 9, 11, 13, 14].

Исследованиями институтов ИПКОН РАН, НИГП АК «АЛРОСА» и Якутнипроалмаз АК «АЛРОСА» установлено, что на поверхности неизвлечённых алмазов, содержащихся в хвостовых продуктах основных операций обогащения, при-

существует значительное количество гидрофильных образований с вышеуказанными глинистыми минералами [5, 12, 15, 16].

Таким образом, вторичные минералы, а особенно тонкодисперсные глины, представленные тальком, смектитом, тальк-смектитом и смешанослойными образованиями, существенно изменяют природные свойства кимберлитов [3, 4], что, соответственно, требует другой технологии их переработки.

В условиях возрастания объёмов подземной добычи алмазоносных руд – метасоматически изменённых кимберлитовых пород – в целях максимального извлечения алмазов необходимо повысить контрастность технологических свойств алмазов и породообразующих минералов в процессах их сепарации. Для обоснованного решения поставленной задачи качественно и количественно оценивается степень изменения вовлекаемых в переработку кимберлитовых руд, а также образованных из них тонкодисперсных шламов, минеральные компоненты которых являются основной составляющей твёрдой фазы хвостовых продуктов обогащения и гидрофильных минеральных образований на поверхности алмазных кристаллов.

В настоящее время к основным месторождениям алмазов Западной Якутии относятся кимберлитовые трубки Мир, Интернациональная, Айхал, Юбилейная, Нюрбинская, Ботубинская, Удачная. Вещественный состав кимберлитов и степень вторичных преобразований основных минералов обусловлены не только строением вмещающих пород кимберлитовых трубок, но и особенностями гидрогеологических условий их залегания, характеризующихся интенсивностью контакта с сильноминерализованными подземными водными системами [1, 3–5].

Как уже отмечалось, изменение основного вещественного состава кимберлитов с образованием тонкодисперсных глинистых минералов усложняет их переработку при применении действующих технологий и делает труднообогащаемыми для стандартных процессов извлечения алмазных кристаллов. С учётом этого факта цель настоящих исследований – диагностирование и установление закономерностей распределения вторичных минералов и их ассоциаций в изменённых кимберлитах, тонкодисперсных продук-

тах их переработки и на поверхности алмазов, не извлекаемых физико-химическими методами обогащения; определение состава и формы закрепления на поверхности алмазных кристаллов гидрофильных образований для последующей разработки методов их растворения и, как следствие, повышения извлечения алмазов в процессах пенной и липкостной сепараций.

В работах ведущих специалистов [1, 3, 4] вторичными принято называть минералы, возникшие в кимберлитах на постмагматической стадии в процессе гидротермального преобразования пород при температурах ниже 600°C. Эти минералы составляют основной объём пород (90–95%), главные из которых – серпентин и карбонаты.

В лабораториях НИГП АК «АЛРОСА» исследованы образцы изменённых кимберлитов, отобранных из различных горизонтов кимберлитовых трубок, оценено среднее содержание вторичных минералов и их ассоциаций в исходных кимберлитовых образцах, шламовых фракциях их переработки и минеральных образованиях на поверхности алмазов. Экспериментальный анализ минерального состава объектов выполнен с помощью полуколичественного рентгенографического и термографического методов с использованием рентгеновских дифрактометров ДРОН-2,0 (Буревестник), D/MAX-2400 (Rigaku), ARL X`TRA-155 (Thermo Scientific), термоанализатора DTG-60AH (Shimadzu). На первой стадии исследований изучались исходные образцы труднообогащаемых изменённых кимберлитов, взятых из различных горизонтов кимберлитовых трубок Западной Якутии, переработка которых ведётся в схемах обогатительных фабрик АК «АЛРОСА». На основе полученных результатов в образцах изменённых кимберлитов диагностированы следующие приведённые в порядке убывания их содержания минералы, %:

- трубка Мир – серпентин (45), кальцит (34), слюда (7), хлорит, тальк (2), смектиты, смешанослойные образования (незначительные количества);
- трубка Интернациональная – серпентин (36), доломит, хлорит (14), галит (7), ангидрит, кальцит (5), слюда (4), тальк (3), пироаурит (1), смешанослойные образования (2), смектиты (1);

- трубка Ботубинская – кальцит (31), серпентин (19), доломит (17), слюда (10), хлорит (8), тальк (2), кварц, гипс (1);
- трубка Нюрбинская – доломит (20), слюда (19), серпентин (18), тальк (10), хлорит (7), кварц (2), смектиты, гипс (1);
- трубка Юбилейная – кальцит (41), серпентин (35), пироаурит (13), слюда (3);
- трубка Айхал – доломит (47), кальцит (20), серпентин (11), слюда (11), хлорит, кварц, гипс (1), тальк (0,4), смектиты, смешанослойные образования (0,1).

Для более полной характеристики изменённости рассматриваемых образцов труднообогатимых кимберлитов проанализировано распределение в них также ассоциаций вторичных минералов: серпентин–карбонаты, хлорит–серпентины, тальк–серпентины, смектит–серпентины, тальк–карбонаты, смектит–карбонаты. Ассоциации выбирались с учётом известных данных [1–4, 7], согласно которым неизменённым кимберлитам свойственны парагенетические ассоциации серпентин–карбонаты и хлорит–серпентины. При частичном изменении кимберлитов под воздействием гидротермальных процессов и выветривания формируются ассоциации тальк–серпентин и смектит–серпентин, обусловленные метасоматическими изменениями серпентина и образованием по нему смектита, талька и тальк–смектитового смешанослойного образования. При высокой степени изменения серпентин полностью изменяется и возникают ассоциации тальк–карбонаты и смектит–карбонаты.

На рис. 1 приведены средние результаты экспериментальных исследований состава кимберлитовых образцов и анализа распределения в них основных диагностированных вторичных минералов (см. рис. 1, а) и их ассоциаций (см. рис. 1, б). Совместный анализ диаграмм позволил сделать заключение не только о минеральном составе, но и степени изменения кимберлитовых образцов. Так, установлено:

- образцы кимберлитов трубки Юбилейная представляют собой наименее изменённые карбонатизированные породы при наибольшем распространении парагенетических ассоциаций с преобладанием серпентин–кальцита и отсутствии ассоциаций тальк–сер-

пентин, смектит–серпентин, тальк–карбонаты, смектит–карбонаты;

- образцы кимберлитов трубки Интернациональная по отношению к остальным определены как наиболее изменённые, в которых присутствуют практически все диагностированные вторичные минералы и их ассоциации с преобладанием доломит–серпентина и развитием серпентинизации породы. Образцы изменённых кимберлитов трубки интенсивно хлоритизированы, содержат тальк;
- образцы кимберлитов трубок Мир, Айхал и Удачная классифицируются как частично изменённые; парагенетические ассоциации в них встречаются несколько реже, распространены ассоциации кальцит–серпентин, тальк–серпентин, смектит–серпентин и хлорит–серпентин при отсутствии тальк–карбонатов и смектит–карбонатов. В образцах изменённых кимберлитов трубки Мир преобладает ассоциация кальцит–серпентин, породы серпентинизированы; в образцах изменённых кимберлитов трубок Айхал и Удачная доминирует ассоциация серпентин–доломит, породы интенсивно карбонатизированы. Тальк и хлорит в изученных кимберлитах развиты слабо, что свидетельствует об относительно небольшой степени изменения пород;
- для образцов кимберлитов трубок Нюрбинская и Ботубинская характерна достаточно высокая степень изменения. Изученные пробы кимберлитов трубок сильно карбонатизированы с преобладанием ассоциаций серпентин–кальцит и серпентин–доломит. Присутствие в образцах изменённых кимберлитов большинства диагностированных вторичных минералов, талька, смектита и смешанослойных образований позволяет отнести их к группе интенсивно изменённых кимберлитов.

Таким образом, согласно результатам минералогического анализа кимберлитовых проб, труднообогатимые рудные блоки в кимберлитовых трубках для последующих исследований классифицированы по двум признакам – характеру вторичной минерализации и степени изменения, которые необходимо учитывать при проектировании или корректировке технологических схем их переработки.

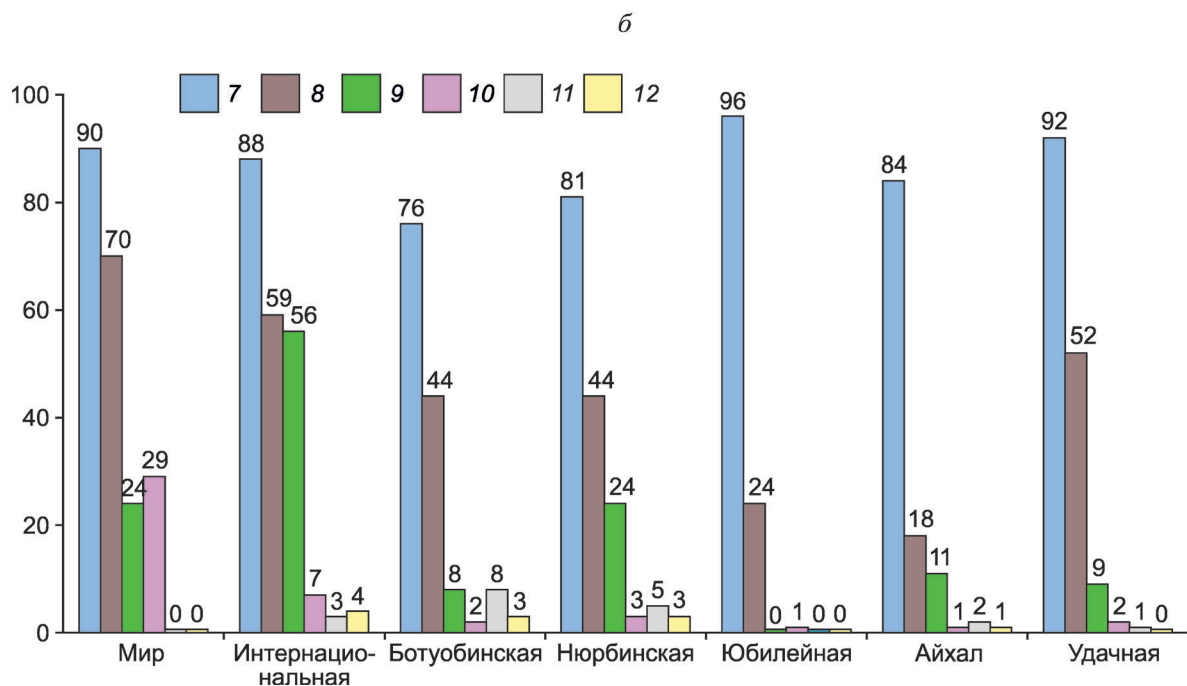
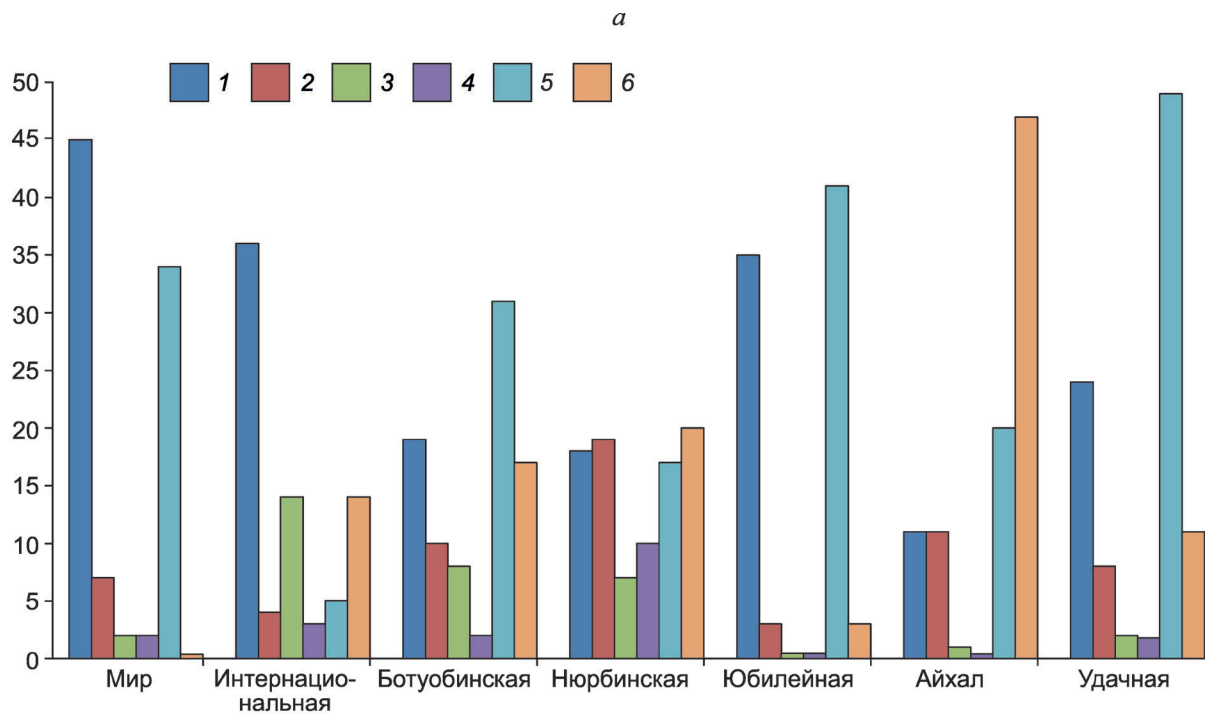


Рис. 1. Содержание вторичных минералов (а) и их ассоциаций (б) в образцах изменённых кимберлитов, %:

1 – серпентин; 2 – слюда; 3 – хлорит; 4 – тальк; 5 – кальцит; 6 – доломит; 7 – серпентин–карбонаты; 8 – хлорит–серпентин; 9 – тальк–серпентин; 10 – смектит–серпентин; 11 – тальк–карбонаты; 12 – смектит–карбонаты

По характеру вторичной минерализации в соответствии с экспериментальными данными названные выше объекты подразделены на четыре группы:

- серпентизированные и хлоритизированные, представленные образцами изменённых кимберлитов трубок Мир и Интернациональная;
- карбонатизированные при доминировании кальцита (трубки Юбилейная, Удачная);
- карбонатизированные при преобладании доломита (трубка Айхал);
- серпентизированные, хлоритизированные и карбонатизированные с одинаковым распространением кальцита и доломита (трубки Нюрбинская, Ботуобинская).

В соответствии с содержанием глинистых минералов и распределением ассоциаций вторичных минералов изученные объекты для последующих исследований классифицированы по степени изменения кимберлитовых пород на две основные группы: изменённые и слабо изменённые. К первым отнесены образцы кимберлитов трубок Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская, Мир, в составе которых достаточно часто и в большем количестве диагностированы вторичные минералы и их ассоциации. Вторая группа представлена образцами кимберлитов трубок Удачная, Айхал, Юбилейная, в минеральном составе которых вторичные минералы и их ассоциации диагностированы гораздо реже и в меньшем количестве.

Итак, с учётом общих результатов исследований кимберлитовые трубки по степени изменения и, соответственно, эффективности (трудности) обогащения изменённых рудных блоков различных горизонтов при последующем изучении можно выстроить в таком порядке: Интернациональная, Нюрбинская, Ботуобинская, Мир, Айхал, Удачная, Юбилейная (рис. 2).

Как указывалось выше, продукты переработки изменённых кимберлитов – тонкодисперсные шламы – наиболее активные элементы, блокирующие поверхность алмазных кристаллов при их извлечении. Кроме того, выведенные с хвостами основных циклов обогащения из производственных процессов алмазоизвлекающих фабрик шламовые фракции накапливаются в отвалах, подлежащих вторичной пере-

работке, поступают вместе с ними в технологические схемы и вновь создают при обогащении вышеописанные проблемы.

Для решения проблемы нейтрализации отрицательного влияния шламовых фракций изменённых кимберлитов на технологические свойства алмазных кристаллов на второй стадии исследований выполнены эксперименты по изучению распределения вторичных минералов и их ассоциаций в тонкодисперсных продуктах переработки труднообогатимых кимберлитовых руд различного класса крупности.

Состав и структурные особенности выявленных в образцах изменённых кимберлитов слоистых минералов установлены полуквантитативными рентгенографическим и термографическим методами анализа. Химический состав минеральных компонентов определён методом микрорентгеноспектрального анализа с использованием микроанализатора JXA-8800R (Jeol).

Сравнительный анализ минерального состава изменённых кимберлитов и образованных из них шламовых фракций показал, что в шламовых песках содержится меньше вторичных минералов – серпентина, хлорита, талька, кальцита. При этом в них возрастает содержание доломита, кварца, появляется значительное количество рентгеноаморфных и аморфных фаз, представленных тонкодисперсными смектитом и смешанослойными образованиями, а также увеличивается доля тальк–смектит–серпентиновых ассоциаций, обладающих повышенной способностью к взаимодействию с поверхностью алмазных кристаллов. Эксперименты выполнены с изучением шламовых фракций различной крупности, образованных в процессах переработки образцов изменённых кимберлитов.

В результате сравнительного анализа распределения вторичных минералов во фракциях различных гранулометрических классов крупности (-0,05...+0,01, -0,01...+0,001, <0,001 мм) установлено, что с уменьшением размера шламовых частиц в них повышается содержание смектита и рентгеноаморфных фаз (рис. 3, а). Анализом распределения ассоциаций вторичных минералов в шламовых фракциях выявлено интенсивное увеличение в мелких классах ассоциаций тальк–серпентин и смектит–сер-

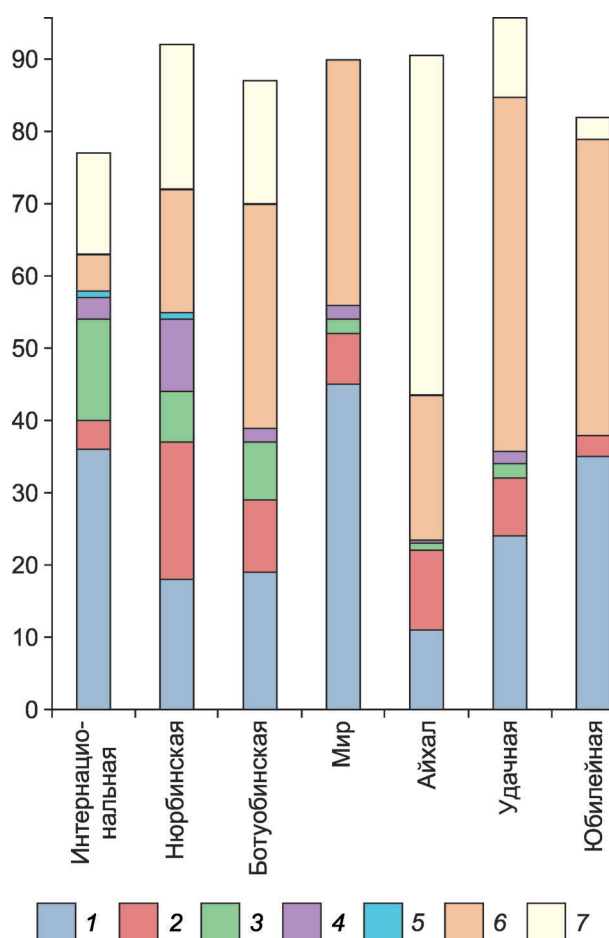


Рис. 2. Содержание образцов изменённых кимберлитов по эффективности (трудности) их обогащения, %:

1 – серпентин; 2 – слюда; 3 – хлорит; 4 – тальк; 5 – смектит, смешанослойные образования; 6 – кальцит; 7 – доломит

пентин, характерных для изменённых кимберлитов (см. рис. 3, б). При этом в тонких классах крупности песков количество ассоциаций тальк–серпентин по отношению к исходным образцам кимберлитов возрастает приблизительно в два, а смектит–серпентин – в восемь раз.

Таким образом, в шламовых продуктах переработки изменённых кимберлитов существенно возрастает степень распространения смектита, смешанослойных образований, кварца, талька, рентгеноаморфных (тонкодисперсных) фаз при более низком содержании основных вторичных минералов – карбонатов, серпентина, хлорита. В образованных мелкодисперсных

шламовых фракциях уменьшается количество парагенетических ассоциаций вторичных минералов кимберлитов и существенно возрастает число ассоциаций, свойственных изменённым кимберлитам.

Для подтверждения идентичности минерального состава изменённых кимберлитов и продуктов их переработки в лабораториях ИПКОН РАН и НИГП АК «АЛРОСА» проведён отдельный цикл исследований образцов наиболее интенсивно изменённых кимберлитов и шламовых фракций их переработки. Содержания и соотношения диагностируемых минералов в образцах определялись петрографически и рентгенографическими методами. Установлено, что глинистые минералы, в основном тальк, сепиолит, слюда, серпентин, смешанослойные образования тальк–сапонита и хлорит–сапонита, составляют почти 90% связующей массы изменённых кимберлитовых образцов. Внешний вид образцов изменённых кимберлитов представлен на рис. 4, а.

Минеральный состав исследуемых шламов соответствует исходным кимберлитовым образцам по содержанию серпентина, хлорита, талька, смектита с преобладанием до 50% тонкодисперсных (рентгеноаморфных) фаз (табл. 1).

В связи с трудностью определения рентгеноаморфных фаз стандартным рентгенофазовым анализом глинистая фракция исследована дополнительно с использованием ИК-спектроскопии. Анализом ИК-спектров поглощения (см. рис. 4, б) обнаружено наличие линий, диагностирующих слоистые силикаты. В области валентных OH- колебаний (диапазон частот 3400–3750 см⁻¹) отмечены узкие полосы на частотах 3687, 3650 см⁻¹ и широкая полоса на 3410 см⁻¹. В спектрах выделены две линии с максимальной интенсивностью на частотах 998 и 963 см⁻¹, ответственные за валентные колебания группы Si-O (диапазон 700–1200 см⁻¹). В области частот 150–650 см⁻¹, соответствующих деформационным колебаниям связи Si-O, имеются максимумы на частотах 610, 462, 446 см⁻¹. По совокупности результатов анализа полос поглощения ИК-спектров в изученных пробах идентифицированы слоистые силикаты – серпентин, тальк и смектит. Кроме слоистых силикатов, в образцах в небольшом количестве при-

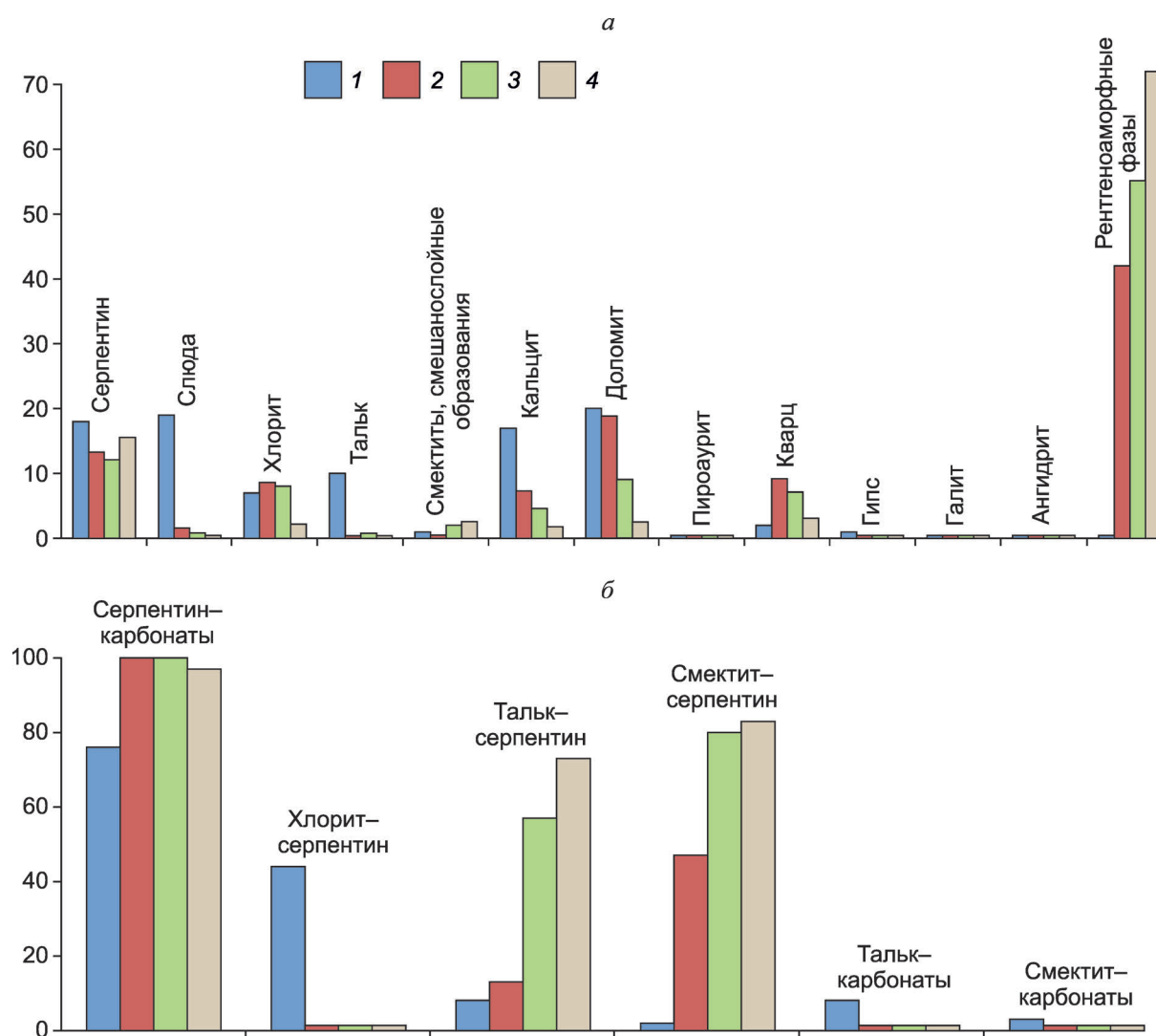


Рис. 3. Содержание вторичных минералов (а) и их ассоциаций (б) по классам крупности шламовых фракций переработки изменённых кимберлитов, %:

1 – исходное; 2 – пески (-0,05...+0,01 мм); 3 – пески (-0,01...+0,001 мм); 4 – пески (<0,001 мм)

сутствуют карбонатные породы – кальцит и доломит (табл. 2).

Исходя из опыта обогащательных фабрик, перерабатывающих изменённые кимберлитовые руды, основные потери алмазов – это кристаллы крупностью -5 мм, стоимость которых составляет >15% от стоимости товарной продукции [8, 11]. В стандартных технологических схемах переработки кимберлитовых руд алмазы такой крупности извлекаются методами липкостной и пенной сепараций. Эффективность методов резко снижается вследствие появления на поверхности кристаллов гидрофильных

плёнок. Механизм возникновения и закрепления последних определяется, в первую очередь, минералогическим составом перерабатываемых кимберлитов [2], степень изменения которых обусловлена закономерностями, установленными в результате выполненного цикла исследований.

Для восстановления гидрофобных свойств алмазов за счёт разрушения на поверхности кристаллов гидрофильных минеральных образований необходимо знать их состав и формы закрепления [10]. Поэтому на завершающем этапе проводимых исследований была постав-

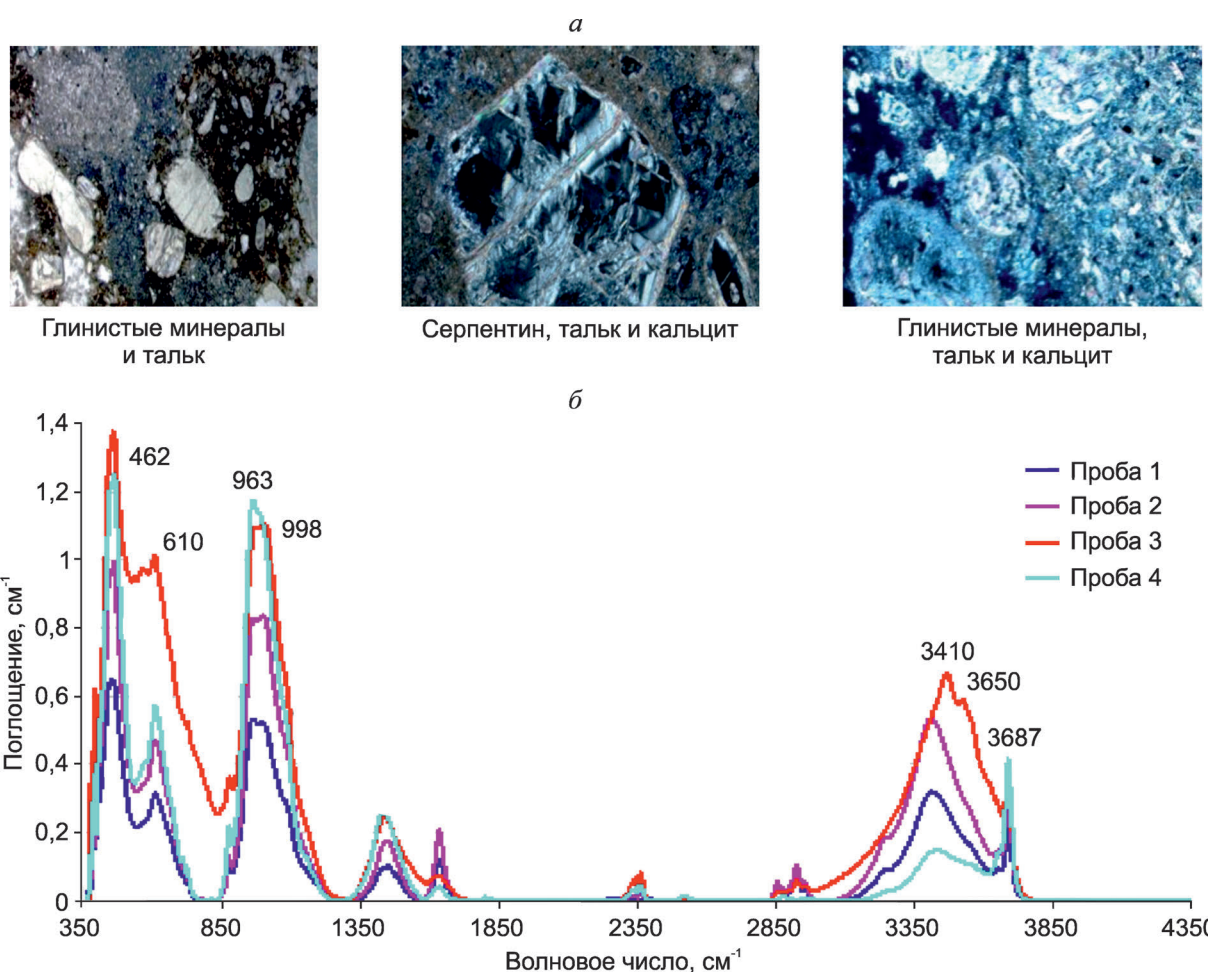


Рис. 4. Внешний вид образцов изменённого кимберлита (*a*) и ИК-спектры полученных из них шламов (*б*)

лена задача диагностирования поверхности природных алмазов, не извлекаемых в процессах пенной сепарации изменённых кимберлитов. Изучение поверхности алмазов осуществлялось путём сравнения эталонных инфракрасных спектров пропускания слоистых минералов с полосами примесей на алмазах. Выявленные особенности строения поверхностных образований алмазов изменённых кимберлитов, отличающихся степенью изменения и характером вторичной минерализации, иллюстрируются рентгеновскими спектрами на рис. 5.

Анализ электронного спектра полиминерального макрообразования (см. рис. 5, *a*) указывает на его кальций-магний-силикатно-карбонатный состав. Заметные содержания Fe, Ti и S, небольшое количество Na и Cl свидетельствуют об участии в строении поверхностного образования галита или хлорида кальция. Дан-

ный состав соответствует диагностированному элементному составу исходных образцов гидротермально изменённых кимберлитов.

Поверхностное полиминеральное образование (см. рис. 5, *б*) состоит из разноструктурных объектов и множества микроглобул. Имеет кальций-магний-силикатно-карбонатный состав при заметном содержании Fe и S. Отсутствие Na и Cl говорит о неучастии в строении рассматриваемого шламового образования галита или хлорида кальция. Такой состав отвечает диагностированному элементному составу шламовых классов образцов гидротермально изменённых кимберлитов, для которых характерны большая массовая доля Si и меньшая Ca.

Поверхностные образования, спектры которых представлены на рис. 5, *в*, *г*, отличаются выборочной концентрацией минералов с выраженными гидрофобными или гидрофильными

1. Минеральный состав исследуемых шламов по данным рентгенофазовой спектроскопии, %

Номера проб	Слоистые силикаты					Карбонаты		Прочие	Сумма	Рентгеноаморфная фаза
	Серпентин	Слюда	Тальк	Смектит	Хлорит	Кальцит	Доломит			
1	3,0	сл.	пр.	возм.	-	3,7	2,5	48,8	58,0	42,0
2	5,0	сл.	-	возм.	пр.	4,6	4,6	78,2	92,4	7,6
3	9,1	>1	>1	возм.	-	1,9	5,8	34,8	53,6	46,4
4	12,1	0,7	пр.	возм.	сл.	10,7	10,8	46,9	81,2	18,8

2. Минеральный состав исследуемых шламов по данным инфракрасной спектроскопии, %

Номера проб	Общее содержание кальцита и доломита	Присутствующие минералы
1	4,6	Слоистые силикаты (серпентин, тальк, смектит), кальцит, доломит, гипс
2	8,1	Слоистые силикаты (серпентин, тальк, смектит), кальцит, доломит, гипс
3	11,4	Слоистые силикаты (серпентин, тальк, смектит), кальцит, доломит
4	12,4	Слоистые силикаты (серпентин, тальк, смектит), кальцит, доломит

свойствами. Пример поверхностного образования, которое содержит гидрофобные компоненты, – достаточно крупная шламовая примазка (конгломерат) тальк-смектитового состава (см. рис. 5, в). Примером поверхностного гидрофильного образования серпентин-карбонатного состава служит шламовая примазка (конгломерат) кальций-магний-алюмосиликатного состава (см. рис. 5, г). Диагностируется К, но в пределах погрешности метода определения. Хлор не определён, практически отсутствует S. Сопоставление полученного спектра со спектрами породных минералов позволяет диагностировать поверхностное образование как смесь серпентин-карбонатных минералов.

Дополнительно методом рентгеноспектрального микроанализа на поверхности всех исследуемых кристаллов выявлено повышенное содержание кислорода.

Таким образом, на основе комплексных минералогических исследований установлена взаимосвязь и идентичность составов изменённых кимберлитов, шламов, возникающих в процессе их переработки, и минеральных образований на поверхности природных алмазов, не

извлекаемых физико-химическими методами обогащения.

Особенность изученных минеральных объектов – высокое содержание рентгеноаморфных фаз, которые образуют на поверхности алмазов гидрофильные плёнки, характерные для кристаллов, теряемых в процессах липкостной и пенной сепараций.

Минеральные образования на поверхности алмаза имеют различное происхождение и представляют собой: остатки кимберлитовой породы, сохранившиеся на кристаллах алмаза адгезионно закрепившиеся на гидрофильной или гидрофобной поверхности алмаза микроконгломераты и единичные зёрна гидрофильных минералов или соединений, продукты процессов осадкообразования и кристаллизации солеобразных минералов (карбонатов и гидроксидокарбонатов), протекающих в высокоминерализованных водных системах и при взаимодействии поверхности кристаллов с компонентами рудной пульпы.

Диагностированный состав и свойства гидрофильных образований на поверхности алмазных кристаллов обуславливают выбор методов

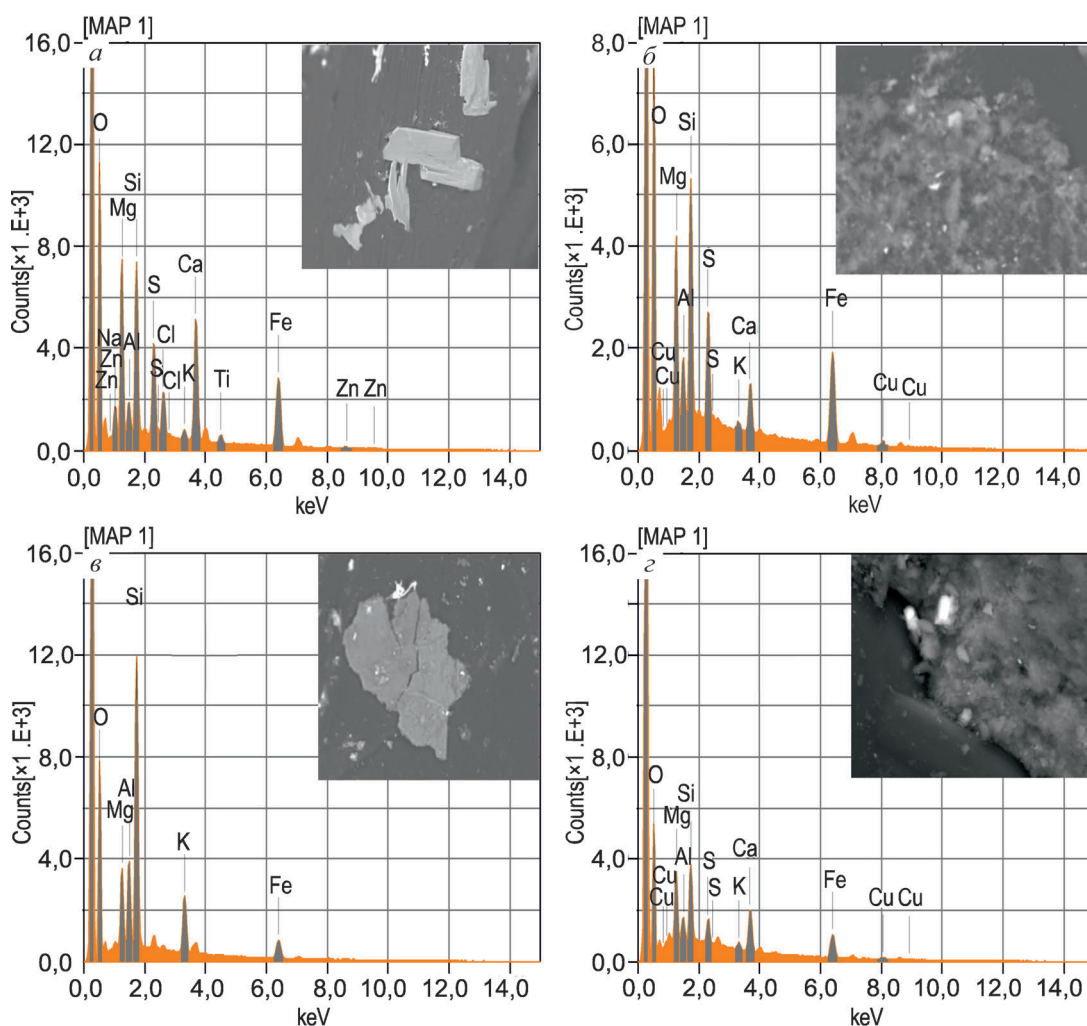


Рис. 5. Спектрограммы минеральных образований на поверхности алмазов, не извлекаемых процессом пенной сепарации изменённых кимберлитов (а–г)

их деструкции и растворения, обеспечивающих восстановление гидрофобных свойств алмазов и, соответственно, повышение их извлечения при липкостной и пенной сепарациях.

Работа выполнена при поддержке научной школы НШ-748.2014.5 под руководством академика В.А.Чантурия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология, прогнозирование, методика поисков и разведки коренных месторождений алмазов. Кн. 1. Коренные месторождения / В.М.Подчасов, В.Е.Минорин, И.Я.Богатых и др. – Якутск: ЯГ ФУ Издательство СО РАН, 2004.*
2. *Двойченкова Г.П. Формирование минеральных образований на поверхности природных алма-*

зов и метод их деструкции на основе электрохимически модифицированных минерализованных вод // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 4. С. 159–171.

3. *Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). – Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1994.*
4. *Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: ООО Недр Бизнес-центр, 2000.*
5. *Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. – Киев: Наук. думка, 1993.*
6. *Механизм пассивации и активации поверхности алмазов при переработке алмазосодержащих*

- руд / В.А.Чантурия, Э.А.Трофимова, Ю.П.Диков и др. // Обогащение руд. 1999. № 6. С. 14–18.
7. *Минералы* (справочник). Т. IV / Под ред. Ф.В.Чухрова. – М.: Наука, 1992.
8. Связь поверхностных и технологических свойств алмазов при обогащении кимберлитов / В.А.Чантурия, Э.А.Трофимова, Ю.П.Диков и др. // Горный журнал. 1998. № 11–12. С. 52–56.
9. Современные методы интенсификации процессов обогащения и доводки алмазосодержащего сырья класса -5 мм / В.А.Чантурия, Г.П.Двойченкова, Э.А.Трофимова и др. // Горный журнал. 2011. № 1. С. 71–74.
10. *Стрикленд-Констэбл Р.Ф.* Кинетика и механизм кристаллизации. Пер. с англ. – Л.: Недра, 1971.
11. Чантурия В.А., Горячев Б.Е. Обогащение алмазосодержащих кимберлитов // Прогрессивные технологии комплексной переработки минерального сырья. М., 2008. С. 151–163.
12. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е. Особенности фазового минерального состава поверхности алмазных кристаллов, извлекаемых из хвостов обогащения алмазосодержащего сырья // Инновации и инвестиции. 2013. № 7. С. 264–267.
13. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е. Поверхностные свойства алмазов метасоматически измененных кимберлитов и их модификация в условиях переработки минерального сырья // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2015. № 2. С. 137–148.
14. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Коваленко Е.Г. Изменение технологических свойств алмазов в условиях переработки вторично измененных кимберлитов // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 48–54.
15. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С. Особенности минералогического состава и распределения минеральных компонентов в отвальных хвостах обогащения алмазосодержащего сырья // Руды и металлы. 2014. № 4. С. 67–73.
16. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С. Технологические свойства тяжелой фракции кимберлитовых руд и алмазов в отвальных хвостах обогащения // Руды и металлы. 2015. № 2. С. 67–74.

Чантурия Валентин Алексеевич,
академик РАН, доктор технических наук
vchan@mail.ru

Двойченкова Галина Петровна,
кандидат технических наук
dvoigp@mail.ru

Ковальчук Олег Евгеньевич,
заведующий отделом
oleg.kovalchuk@mail.ru

Тимофеев Александр Сергеевич,
младший научный сотрудник
timofeev_ac@mail.ru

Подкаменный Юрий Александрович,
младший научный сотрудник
mirniy.yuriy@mail.ru

THE DISTRIBUTION ANALYSIS OF SECONDARY MINERALS AND THEIR ASSOCIATIONS ON DIAMOND SURFACE AND PROCESSING PRODUCTS OF METASOMATICALLY ALTERED KIMBERLITES

V.A.Chanturiya,
G.P.Dvoichenkova,
O.E.Kovalchuk,
A.S.Timofeev,
Yu.A.Podkamenny

The results of theoretical and experimental investigations have revealed distribution regularities of secondary minerals and their associations in the kimberlites processing products. Based on the complex of mineralogical studies, the identity of the changed kimberlite composition was established. Kimberlite processing causes formation of fine clay sludge, the basis of hydrophilic structures on the surface of diamond crystals unsuitable for extraction by methods of grease and foam separation.

Key words: secondary minerals, association, kimberlites, fractions, sludge, diamond, hydrophilic.

РУДОНОСНЫЙ КАРСТ МЕЗОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ВОРОНЦОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

А.Г.Баранников

ФГБОУ ВПО Уральский государственный горный университет,
г. Екатеринбург

**О.Б.Азовская,
М.Ю.Ровнушкин**

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург

**А.А.Готтман,
И.В.Смагин**

ЗАО «Золото Северного Урала»,
г. Краснотурьинск

Приведена обобщённая характеристика геологического строения Воронцовского золоторудного месторождения, обосновывающая полигенный и полихронный генезис объекта. Рассмотрены литолого-минералогические особенности рудовмещающих пород карстового заполнения. На основе данных разведочных пересечений описана морфология рудоносных залежей. Отмечено, что субгоризонтальные залежи окисленных руд в зонах карста во многих случаях являются логическим продолжением скальных рудных тел. Рассмотрены вопросы типоморфизма и типохимизма самородного золота, «свежего» (новообразованного) пирита из глинистых образований зоны карста и аргиллизитов. Предложена модель формирования оруденения гипогенно-гипергенного типа, позволяющая с новых позиций подходить к оценке золотоносности территорий в областях развития мезозойского заполненного карста.

Ключевые слова: самородное золото, мезозойский карст, субгоризонтальные залежи, руды, аргиллизиты, пирит.

Воронцовское золоторудное месторождение расположено на восточном склоне Северного Урала в 12 км южнее г. Краснотурьинск. В региональном плане находится в восточной части Тагильского мегаблока в зоне влияния Серовско-Маукского глубинного разлома. Район является составной частью ранне-среднедевонского вулканоплутонического пояса, характеризующегося широким развитием андезит-гранитоидных ассоциаций. Его породы образуют вулканотектоническую депрессию (грабен-синклиналь) протяжённостью ~35 км при ширине 18 км. Указанная структура выполнена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами с линзами известняков, объединёнными в краснотурьинскую свиту (D_1kr). В металлогеническом отношении месторождение входит в состав Турь-

инско-Ауэрбаховского рудного района Краснотурьинской рудной зоны. Геологическая позиция месторождения отражена на карте рудного района, приведённой в ряде публикаций [5, 8]. К области контакта карбонатных пород краснотурьинской свиты с Ауэрбаховской интрузией габбро-диорит-гранодиоритового состава приурочены многочисленные скарновые магнетитовые, медно-магнетитовые месторождения и проявления с повышенной золотоносностью. С ними сопряжена жильная золото-сульфидно-кварцевая минерализация, давшая начало формированию многочисленных россыпей золота широкого возрастного диапазона (от J_{2-3} до Q_{3-4}).

Воронцовское месторождение открыто в 1984 г. Б.А.Гладковским и В.И.Кравченко при полевой оценке карстовой зоны в районе старой

золотодобывающей шахты «Надежда», расположенной в западном экзоконтакте Ауэрбаховской интрузии. Геологоразведочными работами установлено, что оруденение связано с минерализованными зонами дробления и рассланцевания (скальные руды), а также окисленными рудами в зонах глубокого заполненного карста [4]. На долю последних приходится значительная часть разведанных запасов золота. С 1999 г. началось промышленное освоение месторождения открытым способом с последующей переработкой методом кучного (окисленные руды) и чанового (скальные руды) выщелачивания. За первый десятилетний период эксплуатации преимущественно из окисленных руд добыто >30 т золота и 20 т серебра (данные ЗАО «Золото Северного Урала», приведённые в средствах массовой информации). Однако запасы этих высокотехнологичных руд почти исчерпаны. В то же время многие вопросы формирования промышленных скоплений золота в областях развития карстовых зон остаются до конца не исследованными. Геологический материал, собранный за два десятилетия промышленного освоения месторождения и его доразведки, позволяет с иных позиций подходить к интерпретации генезиса окисленных руд, чем это освещено в публикациях [5, 11, 15].

Воронцовское месторождение входит в состав Песчанско-Воронцовского рудного поля. Находится в 1,2 км западнее Ауэрбаховского массива. Тяготеет к крылу моноклиальной пологопадающей на запад структуры, сложенной вулканогенно-осадочными породами краснотурьинской свиты. В составе последней снизу вверх выделены толщи – фроловско-васильевская (мощностью до 1200 м), башмаковская (до 150 м), богословская (до 220 м). Фроловско-васильевская толща сложена серыми, светло-серыми органогенно-обломочными мраморизованными известняками с маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Важнейший элемент толщи – горизонт брекчированных известняков, в пределах которого локализована значительная часть рудных тел. Горизонт отражает эпоху существенного обмеления морского бассейна, фаціальную совмещённость туфогенно-осадочных и карбонатных пород, фиксацию в геологическом разрезе континентального перерыва. Располагающиеся выше со стратиграфическим несогласием вулканогенно-осадочные

породы башмаковской толщи представлены тонкопереслаивающимися туффитами (кремнистыми, известковистыми), туфопесчаниками, кристаллолитокластическими туфами андезитов, андезибазальтов. Перекрывающая разрез богословская толща обнаружена на северном и южном флангах месторождения. Сложена кристаллотуфами, агломератами андезитового и андезибазальтового составов, кремнистыми туфопесчаниками с линзами известняков. В основаниях башмаковской и богословской толщ развиты экструзивные купола андезидацитов, приуроченные к синвулканическим разломам, ограничивающим проявленную на площади рудного поля кольцевую кальдерную просадку. С экструзивными телами пространственно связано скарново-магнетитовое оруденение.

Отложения краснотурьинской свиты на месторождении разбиты многочисленными дайками (рис. 1, в) преимущественно среднего и основного составов (от долеритов и габбродолеритов до диорит- и кварц-диорит-порфиров и лампрофиров). По имеющимся представлениям, они генетически связаны с ауэрбаховским комплексом.

В пределах рудного поля проявлены метасоматические изменения пород широкого диапазона температур формирования: пропилитизация, скарнирование, березитизация-лиственитизация, калишпатизация, кварц-серицитовый метасоматоз, аргиллизация-джаспероидизация. Кроме того, исследованиями последних лет установлен наложенный характер углеродизации в различных литологических разностях пород, представленной исключительно низкотемпературными битумами [1, 12].

Многие исследователи (Б.А.Гладковский, 1989 г.; В.Н.Бобров, 1991; К.П.Савельева и др., 1991 г.; Н.М.Риндзюнская и др., 1995, 1997; О.Н.Грязнов, 1997; В.В.Мурзин и др., 2010; В.Н.Сазонов и др., 1991, 2001) подчёркивают полигенный и полихронный характер оруденения на месторождении. Однако временные границы выявленных рудогенных процессов остаются дискуссионными.

Основное промышленное значение на месторождении имеют скальные первичные руды. Пологопадающие пластообразные рудные тела представлены прожилково-вкрапленным золото-сульфидным (золото-мышьяково-ртутным) оруденением в зонах дробления и рассланцева-

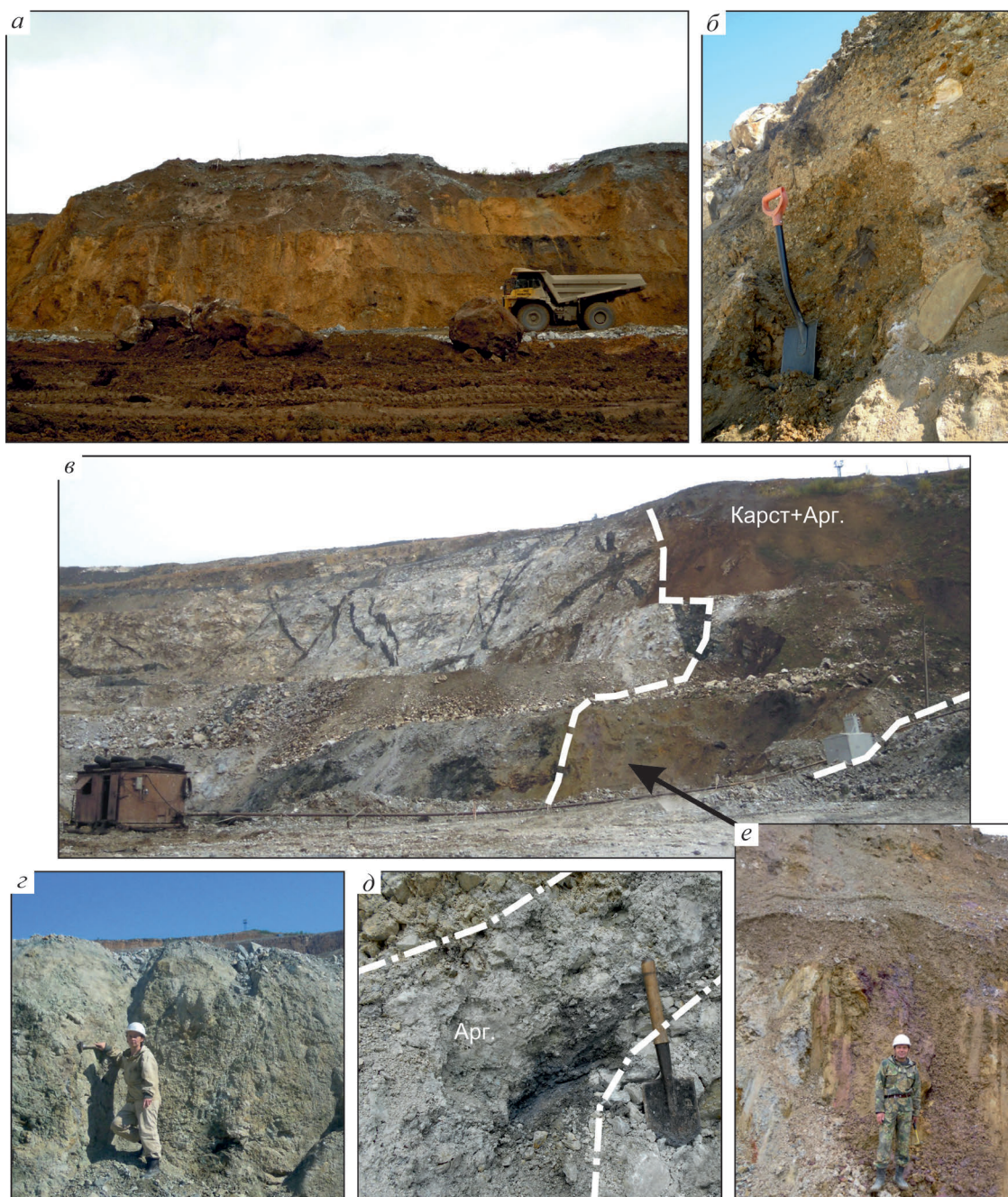


Рис. 1. Типы рыхлых образований в области рудоносного карста на Воронцовском месторождении:

а – общий вид восточной стенки Южного карьера с горизонта 160 м, на переднем плане – крупные буроже-лезняковые глыбы; *б* – карман перемещённых и переотложенных кор выветривания «мусорного» облика с разнородным обломочным материалом из мел-палеогеновых осадочных образований (Северный карьер, восточный борт, гор. 85–90 м); зона глубокого карста с хорошо выраженными проявлениями аргиллизации (северо-восточная часть Северного карьера); *в* – общий вид с гор. 75 м, пунктиром показаны примерные границы зоны, тёмное – дайки основного и среднего составов, *г* – аргиллизиты (по аповулканитовым метасоматитам) с обильной сульфидной минерализацией, вскрытые в центральной части карьера (юго-западное продолжение зоны, между гор. 65–70 м), *д* – участок интенсивной аргиллизации на выклинивании зоны глубокого карста, гор. 50 м, *е* – пестроцветные щебнисто-глинистые перемещённые коры выветривания с наложенной аргиллизацией (уступ между гор. 75–80 м)

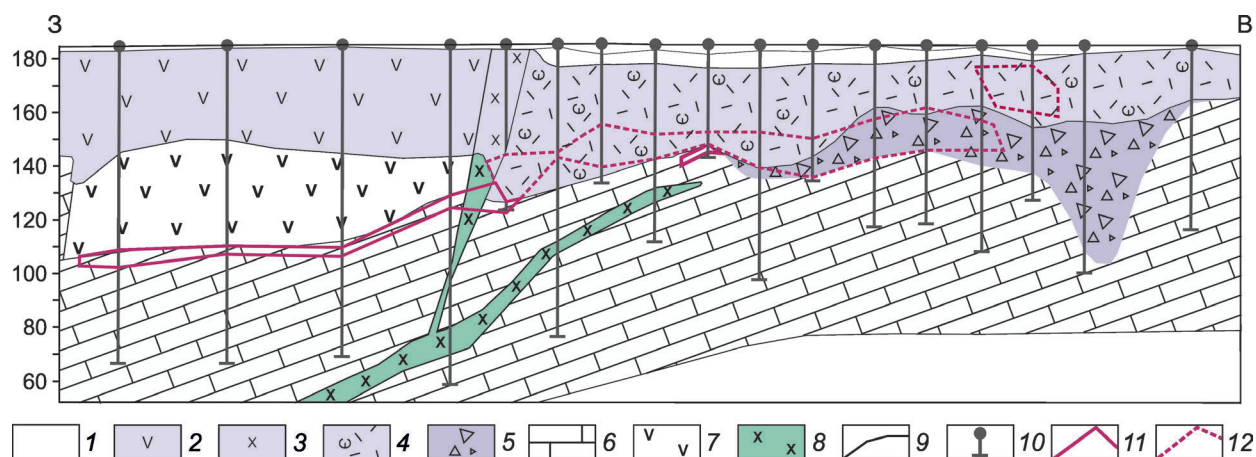


Рис. 2. Схематический геологический разрез по линии 128 Воронцовского месторождения, участок Южный:

1 – покровные образования, Q_{3-4} ; химические коры выветривания по: 2 – андезитам, 3 – диоритам, 4 – туфогенно-осадочным породам; 5 – перемещённые коры выветривания – делювиально-пролювиально-карстовые накопления; 6 – мраморизованные известняки, D_1kr ; 7 – андезиты порфировой структуры; 8 – дайки диоритов; 9 – геологические границы; 10 – разведочные скважины; контуры: 11 – первичных руд, 12 – окисленных

ния. Согласно промышленной классификации, руды делятся на сульфидно-силикатные и сульфидно-карбонатные. Ограниченно распространены сульфидно-скарновые руды. Рудные тела главным образом приурочены к плоскостям надвига, оперяющего Воронцовский разлом, тяготея к зоне маркирующего горизонта – брекчии известняков, перекрытого туфопесчаниками и туффитами башмаковской толщи (рис. 2).

С учётом данных геологоразведочных работ [4] и ведущейся эксплуатационной разведки обоснованы рудоконтролирующие факторы, определяющие локализацию первичных руд пластообразной формы:

- структурный – зоны дробления, смятия и расланцевания, сопровождающие Воронцовский разлом и оперяющие его пологие надвиги;
- литологический – известняковые брекчии, брекчиевидные известняки и перекрывающие их вулканогенно-осадочные породы (маркирующий контакт);
- метасоматический – центральные и промежуточные зоны метасоматических колонок с преимущественной ролью средне-низкотемпературных изменений;
- минералого-геохимический – участки с прожилково-вкрапленными выделениями суль-

фидов (пирит, арсенопирит, блеклые руды, аурипигмент, реальгар, киноварь и др.);

- геохимические аномалии As, Sb, Hg, Ba, Mn и др.

Окисленные руды относятся к двум типам – структурным и перемещённым корам выветривания. Рудные тела в структурных корах обычно имеют субгоризонтальное залегание (местами с наклоном до 25° на запад и восток) и пластообразную, линзовидную формы, во многом повторяющие строение первичных залежей. Сложены глинистыми, щебнисто-глинистыми продуктами, сохраняющими структурный и текстурный рисунок исходной породы, часто окрашены в желтоватые, красновато-коричневые тона. Рудные тела в перемещённых корах выветривания по морфологии и условиям залегания должны отличаться от первичных в связи с их смещением и переотложением в зоне карста. Однако во многих случаях этого не наблюдается (см. рис. 2). Резкие перепады глубин залегания и разрывы сплошности рудных тел отмечаются в бортах глубоких карстовых провалов, как правило, приуроченных к тектоническим нарушениям. Руды представлены глинистыми и щебнисто-дресвяно-глинистыми образованиями желтовато-охристыми, тёмно-коричневыми и песчаноцветными, содержащими гнезда и прослои

порошковых гидроксидов железа и марганца. Первичные сульфиды в окисленных рудах разложены и замещены гидроксидами железа.

Изучение золотоносных кор выветривания на стадии разведки месторождения [5, 11, 15] позволило выделить следующие морфологические типы кор: линейно-площадные, линейно-трещинные, контактово-карстовые и собственно карстовые. В отмеченных публикациях охарактеризован механизм их формирования, описаны форма и условия залегания рудных тел, обоснована последовательность накопления золота в корях выветривания, предложены остаточно-концентрационная и остаточно-инфильтрационная модели развития рудогенных процессов. Выявлено наличие в разрезе гидротермальных аргиллизитов, содержащих «свежие» сульфиды (преимущественно пирит, в том числе золотоносный). Но сколько-нибудь значимая роль низкотемпературных рудно-метасоматических процессов в формировании промышленных скоплений золота в объёме карстовых полостей не рассматривается. Полученные авторами данные позволяют по-новому взглянуть на генезис золотоносных пород, объединённых под общим названием «окисленные руды».

Объекты и методы исследований. По материалам геологоразведки и эксплуатационной разведки (изучено >30 геологических пересечений) обобщены данные о форме, размерах и условиях залегания рудных тел в пределах карстовых полостей. Помимо этого, в последние годы нами проводились геологические наблюдения в действующих Северном и Южном карьерах Воронцовского месторождения. Особое внимание уделено окисленным рудам, вскрытым Южным карьером, а также рыхлым образованиям карстово-тектонической зоны в северо-восточной части Северного карьера от горизонта 105 до 50 м (окисленные руды в северной части уже отработаны). Отобрано и изучено >80 шлиховых проб (объём 3–8 дм³) с выделением монофракций самородного золота и «свежих» сульфидов, преимущественно пиритов (±арсенипирит и др.).

Выполнены полный полуколичественный минералогический анализ шлихов – 21 проба (лаборатория кафедры ГПР МПИ, УГГУ, аналитик С.В.Акулова), рентгеноструктурный и термический анализы рыхлых образований на дифрак-

тометре XRD-7000 (Shimadzu) и дериватографе Diamond TG/DTA (Perkin Elmer) – семь проб (ИГГ УрО РАН, аналитики Т.Я.Гуляева, Н.Г.Петрищева); описано самородное золото – 143 зерна, из них 116 просмотрены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390 LV (Jeol) с ЭДС-микроанализатором и частично на электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA SX-100 (ИГГ УрО РАН, аналитики С.П.Главатских, Д.А.Замятин); изучен «свежий» (аргиллизитовый) пирит на сканирующем электронном микроскопе с выявлением сингенетических минеральных фаз и новообразований на поверхности зёрен (>250); определены микроэлементный состав методом ICP-MS на приборе ELAN-6100 (Perkin Elmer) и концентрации золота ICP-MS с предварительным химическим концентрированием в монофракциях пирита – три пробы (лаборатория ФГУП ЦНИГРИ); исследованы отдельные зёрна пирита из карстовой зоны методом электронной оже-спектроскопии на приборе LAS-3000 (Riber) (ФГУП ЦНИГРИ, аналитик Ю.В.Щегольков); определён изотопный состав серы в пирите и арсенипирите из зоны аргиллизации – семь проб (лаборатория ФГУП ЦНИГРИ, отв. исполнитель С.Г.Кряжев).

Литолого-минералогическая характеристика золотосодержащих пород карстового заполнения. По условиям возникновения породы рудоносного карста следует отнести к делювиально-пролювиальным и делювиально-пролювиально-карстовым накоплениям (тип перемещённых кор выветривания). Они подразделяются на смещённые глинисто-дресвяно-щебнистые образования с реликтами структурного элювия мощностью от 1–2 до 60 м и переотложенные бесструктурные коры выветривания преимущественно щебнисто-дресвяно-глинистые мощностью от 1–2 до 30 м. При изучении геологической документации эксплуатационных карьеров установлено, что подобное подразделение пород достаточно условно.

В пределах рудного поля также развиты структурные остаточные коры выветривания, относящиеся к сиалитному и феррисиалитному типам. При формировании этих кор по метасоматитам они становятся рудоносными. В разрезе остаточных кор выделяются четыре зоны: дезинтеграции (щебнистая, дресвяно-щебнистая), выщелачивания (дресвяно-глинистая), гидролиза (глинистая) и зона конечно-

го разложения (охристо-глинистая). Мощность структурных кор выветривания варьирует от 5 до 50 м.

По данным валового технологического опробования золотосодержащие коры выветривания по сульфидно-силикатным первичным рудам в основном состоят из нерудных минералов (>90%) – гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, кварца, полевого шпата. Их количественные соотношения определяются степенью гипергенной проработки коренных пород. Рудные минералы (5,5–9,4%) представлены преимущественно оксидами железа и марганца. На сульфиды приходятся доли процента. Химический состав руд отличается высоким содержанием SiO_2 (до 69,5%), Al_2O_3 (до 18,6%), оксидов железа (до 8,9%). Отмечается высокое содержание K_2O (до 7,7%), что не характерно для кор выветривания и может быть связано с аргиллизитовым процессом. При более детальном исследовании вскрытых карьерами фрагментов структурных кор выветривания по метасоматически изменённым вулканогенно-осадочным породам и дайкам выявлены зоны и участки выраженной аргиллизации, где доля сульфидов составляет до 1–3% и более.

Литолого-минералогическая характеристика золотосодержащих рыхлых образований карстового заполнения (перемещённых кор), их сопоставление с толщами аналогичного состава и строения других районов Урала (в том числе палинологически охарактеризованных [16]) позволяют параллелизовать этот рудоносный комплекс с раннеюрскими накоплениями, возникшими при формировании раннемезозойского пенеплена. В верхних горизонтах геологического разреза на площади рудно-россыпного поля в карстовых зонах присутствуют содержащие россыпное золото отложения средне-позднеюрского возраста лангурской свиты (J_{2-3}/n) (Воронцовская россыпь). В некоторых изученных шлиховых пробах были отмечены знаки диаспора, что может свидетельствовать о размыве бокситоносной раннемезозойской (T_{2-3}) коры выветривания латеритного (ферриаллитного) профиля, обнаруженной в Богословской и Веселовской депрессиях. Рассматриваемые рудоносные породы – неравномерно окрашенные (серых, желтовато-коричневых, охристых тонов) неслоистые (или неотчетливо слоистые) глинистые запесоченные образования, содер-

жащие преимущественно неокатанный грубо-обломочный материал (от дресвы и щебня до отдельных крупных глыб) пёстрого состава с преобладанием местных пород и бурожелезняковых образований (см. рис. 1, а, б). На долю обломочного материала приходится от 10 до 35–40%; он большей частью глинизирован, что, по всей видимости, связано не только с процессами химического выветривания в средне-позднеюрскую эпоху, но и с наложением низкотемпературного метасоматоза (аргиллизации). Сопряжённость гипогенных и гипергенных процессов обусловила значительное разнообразие состава глинистых минералов, представленных каолинитом (20–28%), монтмориллонитом (12,9–22,5%), гидрослюдой (3,1–20%), встречены гидрохлорит и галлуазит.

Гетерогенные условия формирования толщ карстового заполнения обусловили пёстрый состав тяжёлой фракции шлихов. Шлиховые пробы характеризуются различным выходом тяжёлой фракции от 0,04 до 36,14 кг/м³, что говорит о слабой дифференциации обломочного материала. Минеральный состав фракции разнообразен. Наряду с устойчивыми к выветриванию минералами – ильменитом, лейкоксеном, рутилом, анатазом, цирконом, турмалином, хромшпинелидами, кианитом (при общем их низком количестве, не превышающем обычно долей процента), абсолютно преобладают умеренно устойчивые и неустойчивые минералы – эпидот, магнетит (в том числе мартитизированный), гранаты, пироксен (ромбический и моноклинный), апатит, сфен и др. Установлено крайне низкое соотношение совокупности устойчивых к выветриванию минералов к сумме неустойчивых. Рассчитанное значение палеогеографического коэффициента (K_n) в изученных пробах существенно ниже единицы, что не позволяет параллелизовать описываемую рудоносную толщу с субформацией раннемезозойской коры выветривания. В то же время, значение K_n для пород лангурской свиты (J_{2-3}), формировавшихся за счёт разрушения уже химически выветрелых пород, существенно выше – до 4,2 [7].

В составе тяжёлой фракции шлихов доминирует группа аутигенных и гипергенных минералов (до 50–70%) – гидроксиды Fe и Mn, псевдоморфозы лимонита по пириту, иногда ярозит, аутигенный пирит (марказит) и сидерит (последний может быть связан и с низкотемпературным

метасоматическим процессом). Однако важно то, что во всех пробах в переменных количествах присутствует «свежий» аргиллизитовый пирит, иногда в ассоциации с другими рудными минералами (арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами и др.) и баритом.

Анализ соотношений основных минералов тяжёлой фракции шлихов (при выходе шлиха $\geq 1 \text{ кг/м}^3$) позволяет выделить минеральные ассоциации, отражающие состав не только разрушенных и перемещённых в зоны карста пород и минералов коренных источников, но и продукты более поздних наложенных гидротермально-метасоматических процессов. Выявлены (в порядке возрастания количества) следующие минеральные ассоциации: гранат-карбонат (анкерит, сидерит)-сульфидная (доля сульфидов до 77%), гранат-лимонит-карбонат-магнетитовая (магнетита до 75%), лимонит-пирит-эпидотовая (эпидота до 76%), эпидот-магнетит-лимонит-гематитовая (гематита до 50%), пирит-эпидот-псиломелан-лимонитовая (лимонита до 90%), пирит-эпидот-карбонатная (сидерит, анкерит, карбоната до 40%).

В составе лёгкой фракции шлихов присутствуют полевой шпат (до 10–30%), кварц, хлорит, серицит. Мелкие зёрна кварца нередко имеют кристалломорфные очертания, встречается «рисовидный» кварц, характерный для метасоматитов джаспероидной формации.

Опыт промышленного освоения Воронцовского месторождения показывает, что руды структурной и перемещённой коры выветривания близки по минеральному составу и технологическим свойствам. В рудах перемещённой коры главная роль принадлежит каолиниту, монтмориллониту, гидрослюдам, массовая доля которых достигает 60%. В рудах структурной коры доля глинистых минералов снижается, но, соответственно, возрастает доля кварца и полевых шпатов. Среди рудных минералов преобладают оксиды и гидроксиды железа, «свежие» сульфиды (преимущественно пирит) отмечаются в обоих типах руд – их валовая доля сотые–десятые доли процента.

Распределение золота в пределах карстовых полостей. При химическом выветривании вмещающих оруденение пород (возможно, начавшемся в средне-позднетриасовую эпоху) карбонатные толщи растворялись и образовались протяжённые карстовые полости. Наибо-

лее интенсивно процесс протекал в зонах контакта известняков с интрузивными телами, а также по контакту пород фроловско-васильевской и башмаковской толщ. Происходили заполнение карста продуктами выветривания и захоронение обрушившихся в карстовые полости минерализованных пород и рудных скоплений (скарново-магнетитовых, золото-сульфидных, золото-кварцевых). На выходах первичных руд сформировались остаточные и смещённые рудоносные коры выветривания (с сохранившейся продуктивной окисленной золоторудной минерализацией); при их перемещении, отчасти перемыве, образовались переотложенные коры.

Обобщение материала по 30 разведочным профилям в северной части Воронцовского месторождения позволило уточнить морфологию рудоносных залежей и механизм формирования окисленных руд. Установлены следующие структурно-морфологические особенности рудоносно-карстовых зон:

- ширина карстовых полостей варьирует в пределах от 70–80 до 420 м (в среднем ~310 м), увеличиваясь с севера на юг; средняя ширина залежей гипергенно-карстовых руд также возрастает в южном направлении от 40–70 до 350–420 м, в среднем составляя ~120 м;
- выделено порядка 30 пространственно разобщённых залежей мощностью от первых до 40 м, в среднем 12,2 м; преобладают залежи лентовидно-вытянутой формы, в подчинённом количестве присутствуют рудные тела округло-изометрической, линзовидной и иных неправильных форм.

Хорошо выражена пластообразная форма залежей. Для подобных рудных тел может быть использована предложенная Л.И.Четвериковым [17] теоретическая модель, характеризующаяся трёхосной анизотропией. Отчётливо проявленная ось анизотропии ориентирована по мощности рудных тел, меньшая – по ширине, наименьшая – вдоль вытянутости залежей. Выделены такие морфологические разновидности рудных залежей: пластообразные субгоризонтальные и слабонаклонные (до 10°) – 47% разрезом, прерывисто-пластообразные, реже пластово-наклонные (до 45°) – 20,6%, изометрические и гнездово-изометрические – 17,6%, волнообразно изменяющиеся по падению – 14,9%.

1. Статистические параметры распределения золота в зоне рудоносного карста на Воронцовском месторождении

Сопоставляемые типы руд		N	C _x , г/т	S	σ	A	E	V, %	Критерии различия при α=0,05		H ₀
									t	F	
1	Первичные руды	281	6,81	39,93	6,32	2,2	5,58	102,2	6,4>1,96	4,24>1,15	Отвергается
	Смещённые КВ	81	2,93	6,84	2,62	3,37	13,04	95,4			
2	Первичные руды	281	68,1	39,93	6,32	2,2	5,58	102,2	7,7>1,96	3,73>1,15	Отвергается
	Переотложенные КВ	170	3,1	10,71	3,27	3,53	16,8	105,5			
3	Смещённые КВ	81	2,93	6,84	2,62	3,37	13,04	95,4	0,4<1,96	1,14<1,96	Принимается
	Переотложенные КВ	170	3,1	10,71	3,27	3,53	16,8	105,5			

Примечание. Данные Воронцовской ГРП; N – число проб; C_x – среднее содержание Au; S – дисперсия; σ – стандартное отклонение; A – асимметрия; E – эксцесс; V – коэффициент вариации; t – критерий Стьюдента; F – критерий Фишера; H₀ – нулевая гипотеза; КВ – коры выветривания.

Исходя из главных показателей формы рудных тел – длины (l), средней ширины (h), средней мощности (m), определены основные параметры рудоносных залежей. Уплощённость рудных тел ($Уп=(l+h)/2m$) наиболее крупного размера изменяется от 45,4 до 85,8, а удлинённость ($Уд=l/m$) – в пределах 77,7–166,7. Для более мелких изометрических в плане залежей характерны другие показатели: Уп ~6, Уд от 8,7 до 9,5.

При статистической обработке результатов опробования по разведочным линиям 50б и 54б в северной части месторождения изучены выборки для ведущих типов золотоносных образований – первичных руд, смещённых и переотложенных кор выветривания (табл. 1). Помимо сопоставления данных по золотоносности, решалась задача проверки нулевой гипотезы об отсутствии различия сравниваемых статистик (для упомянутых типов руд) с использованием критериев Стьюдента и Фишера. Полученные результаты свидетельствуют о существенном различии статистических параметров в эмпирических совокупностях «первичные руды – окисленные руды» (смещённые и переотложенные коры выветривания) и отсутствии такового для двух типов гипергенных руд. Это позволяет рассматривать гипергенные руды в пределах карстовых зон как единый технологический тип золотоносных образований.

Выполненные обобщения дали возможность выявить закономерности размещения рудных залежей в пределах карстовых полостей. В большинстве разрезов залежи окисленных руд располагаются на продолжении выходов первичных руд, как бы наращивая их в восточном направлении (см. рис. 2). Подобную форму не могут иметь рудные тела, сформировавшиеся лишь по схеме обрушения коренных золотоносных скоплений в зоны глубокого карста и их последующего растягивания при сползании по склонам карстовых провалов [5, 15]. Наиболее приемлема, по мнению авторов, модель, учитывающая проявление на месторождении не только гравитационных, суффозионно-гравитационных, инфильтрационных процессов, но и наложенных (на нижнемезозойские рыхлые породы карста) продуктов низкотемпературного гидротермального метасоматоза. Это позволяет считать рудоносные карстовые накопления полигенными образованиями гипогенно-гипергенного генезиса [2, 3]. Отмеченное подтверждается при изучении типоморфных особенностей самородного золота и сопутствующих ему минералов.

Типоморфизм и типохимизм самородного золота. Самородное золото в продуктах карстового заполнения преимущественно тонкое. По данным Воронцовской геологоразведочной

2. Типоморфизм самородного золота окисленных руд Воронцовского месторождения*

Структурные коры выветривания по сульфидно-силикатным рудам	Перемещённые коры выветривания карстовых полостей
<i>Выход свободного золота, % (данные технологического опробования)</i>	
37–40	59–90
<i>Гранулометрический состав золота, %</i>	
–0,5...+0,25 мм – 0 –0,25...+0,1 мм – 2,3 –0,1...+0,05 мм – 3,9 –0,05 мм – 93,8	–0,5...+0,25 мм – 1 –0,25...+0,1 мм – 25 –0,1...+0,05 мм – 16,9 –0,05 мм – 51,7
<i>Морфология выделений</i>	
Преобладают объёмные и слегка уплощённые зёрна; в подчинённом количестве пластинчатые и неправильной формы золотины с извилистыми очертаниями, кристаллы разнообразной формы (нередко зонального строения, с зонами роста)	Зёрна комковидно-гнездовой (иногда в сростании с кварцем), комковидно-удлинённой, комковидно-ячеистой, пластинчатой форм; кристаллы и их сростки (в том числе дендритовидные, зонального строения и с выраженными ступенями роста)
<i>Пробность золота, ‰</i>	
Отмечаются два уровня: от 730–760 до 780–856 950–980 Среднее рассчитанное значение – 880	Варирует в пределах от низкопробного золота и электрума (<500) до весьма высокопробного (>950); по валовым определениям преобладают значения в интервале 910–990

* По материалам ЗАО «Золото Северного Урала», ЦНИГРИ [5, 9], с дополнениями авторов.

партии, в четырёх технологических пробах содержание металла крупностью <0,074 мм составляет от 64 до 97%, класса -0,074...+0,044 мм – от 28 до 34%, класса -0,25...+0,15 мм – от 1 до 8%. По данным изучения двух фазовых проб из окисленных руд на долю свободного золота, извлекаемого амальгамацией, приходится 80,84 и 7,31%, на золото в сростках с породой, извлекаемого цианированием, соответственно 9,91 и 91,28%.

Близкие результаты получены при исследовании технологических проб на стадии доразведки и промышленного освоения месторождения (данные ЗАО «Золото Северного Урала»). В структурных корах выветривания доля свободного золота 37%, в сростках 55–84%, нераскрытого 3,6–7,6%. В перемещённых корах количество свободного золота увеличивается до 59–90%, а с учётом золота в сростках – до 93–98%. Доля нераскрытого золота при этом составляет 1,4–4,4%. По гранулометрическому составу золото мелкое и тонкое, большая часть металла относится к классу -0,05 мм. В общем виде типоморфные особенности самородного золота приведены в табл. 2. Они отражают преи-

мущественно результаты валового и технологического опробования.

Изучение авторами гравитационно извлекаемого золота показало большое разнообразие его морфотипов. Преобладают объёмные выделения рудного облика комковидно-гнездовой, комковидно-округлой и иных форм, а также комковидно-уплощённые и пластинчатые золотины (рис. 3, а–в). Нередко зёрна представлены кристаллами разнообразной формы и дендритовидными сростками (см. рис. 3, г–е). Встречаются хрупкие агрегаты из сцементированных тонких частиц размером от сотых до десятых долей миллиметра. Установлено присутствие прожилково-чешуйчатых, брусковидных, крючковидных и других золотин. Реже отмечалось наличие мелких золотин (в том числе класса +0,25 мм) объёмной и уплощённой форм с признаками перемещения в виде борозд и параллельной штриховки, обмятости зёрен, развальцевания краев (рис. 4).

Для самородного золота из перемещённых кор выветривания нередко сростания с различными сопутствующими минералами – пиритом, блеклыми рудами, турмалином, кварцем, также

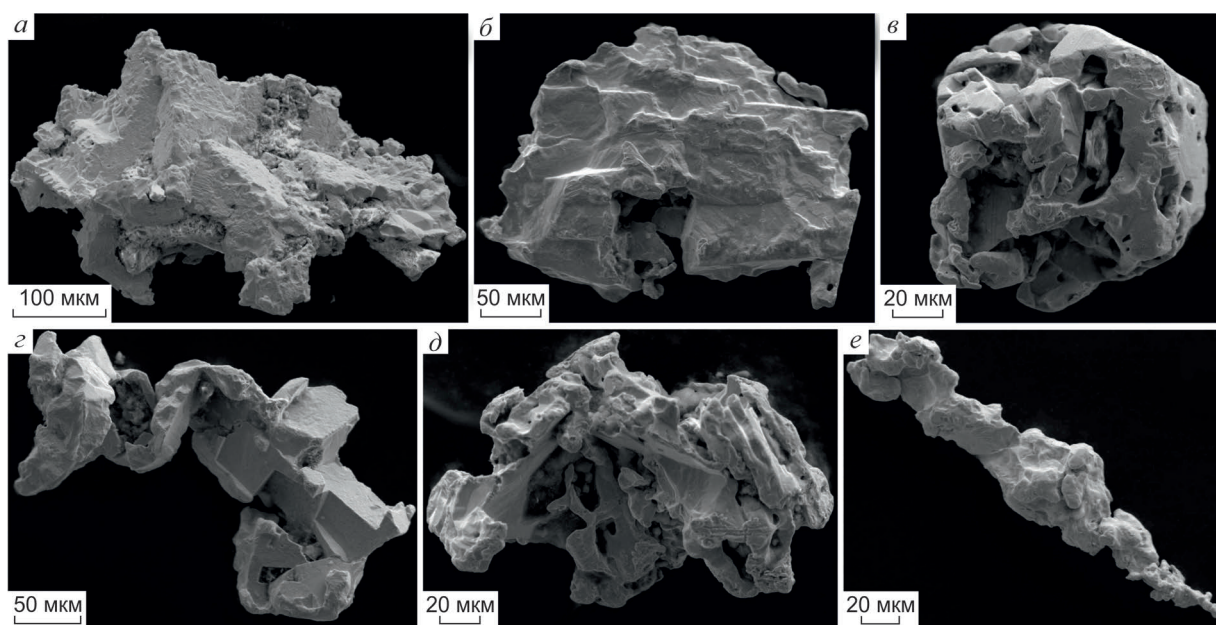


Рис. 3. Морфологические типы зёрен самородного золота из перемещённых кор выветривания, Северный участок Воронцовского месторождения:

а–в – золотины комковидной и уплощённо-комковидной форм; *г–е* – сростки и агрегаты кристаллов золота; снято в режиме SEI (вторичные электроны)



Рис. 4. Облик золотин, испытавших перемещение в зоне карста:

а – окатанная золотина с бороздами механической природы; *б* – уплощённое зерно с обмятыми краями и признаками «расклёпа»; кристалломорфное золото: *в* – с выраженными, *г* – слабыми следами изменений (завальцевание, коррозия, небольшие механические повреждения); снято в режиме SEI, зерно «*а*» – в режиме BES (отражённые электроны)

встречены сростки с гесситом, аргентоярозитом и некоторыми другими минералами (рис. 5). Отмечено нарастание «нового» золота на поверхность золотин с образованием сплошных и прерывистых плёнок и «губчатых» образований (рис. 6). Формирующие их тонкие частицы (размером десятки нанометров) имеют округлую,

изометрическую, удлинённо-призматическую формы. Наряду с преимущественно высокопробными и весьма высокопробными, наблюдаются новообразования низкопробного золота (иногда гессита), обрастающего средне-высокопробные золотины. Для большинства изученных золотин характерен гемидиоморфный

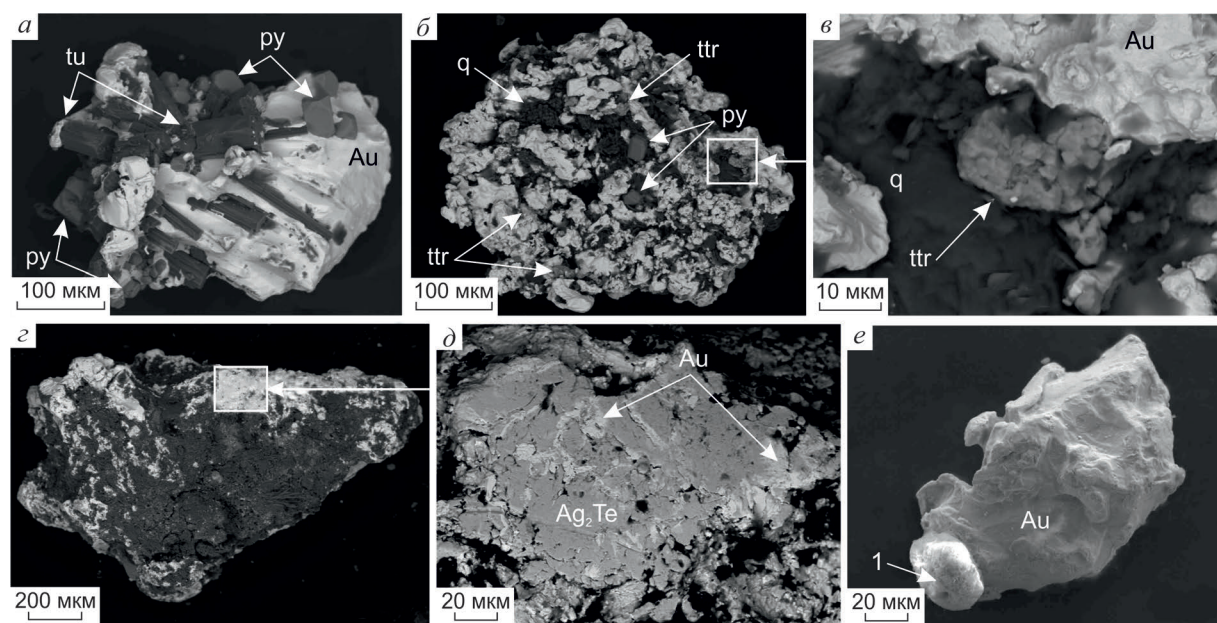


Рис. 5. Срастания золота с сопутствующими минералами:

а – срастание самородного Au с турмалином (tu), аргиллизитовым пиритом (py); агрегат высокопробного (937–970‰) ртутистого (Hg 5,4 мас. %) Au в ассоциации с тетраэдритом (ttr), пиритом, кварцем (q); *б* – общий вид, *в* – детали строения; зерно гессита, покрытое чёрной (углеродсодержащей) плёнкой, с включениями среднепробного (811–821‰) Au; *г* – общий вид, *д* – детали строения; *е* – срастание Au с сульфатом сложного состава, предположительно аргентярозитом (1); снято в режиме BES, кроме зерна «б» (SEI)

облик. Значительная часть из них имеет неоднородное (в том числе зональное) строение иногда с выраженными ступенями роста (рис. 7, б, в). Микрозондовые исследования золота из карстовых зон с большими или меньшими проявлениями аргиллизации показали значительный диапазон колебаний пробности от низкопробного и электрума (см. рис. 7) до весьма высокопробного при общем преобладании среднепробного. Характерна примесь Cu ($n \cdot 0,1$ –1 мас. %) и Hg (до 5,54 мас. %).

Свободное золото, выделенное из скальных руд, характеризует ведущие типы коренных руд месторождения – сульфидно-силикатные и сульфидно-карбонатные. Наиболее продуктивны поздние минеральные ассоциации – аурипигмент-реальгаровая и сульфосолюно-полиметаллическая [6]. С ними ассоциирует мелкое и тонкое золото, размером не превышающим 0,1 мм (редко до 0,5 мм). Самая поздняя сульфосолюно-полиметаллическая ассоциация отличается двумя диапазонами колебаний пробности: высокопробного 940–950‰ и низко-сред-

непробного 735–890‰. С этой ассоциацией связаны высокая серебристость руд и повышенные концентрации ртути.

Приведённые сведения по типоморфизму самородного золота для разных типов руд Воронцовского месторождения свидетельствуют о высокой сопоставимости выявленных морфогранулометрических и иных параметров металла. Наиболее наглядно это проявилось для двух типов экзогенных (окисленных) руд.

Типоморфные особенности «свежего» аргиллизитового пирита. Новообразованный пирит присутствует в рыхлых образованиях на разных гипсометрических уровнях вскрытого разреза как в структурных корах выветривания, так и в пределах карстовых зон. Он обнаружен во всех изученных шлиховых пробах – от единичных знаков до значительного количества. На участках интенсивной аргиллизации (см. рис. 1, г, д) его содержание достигает 5 мас. % и более. Пирит мелкий и тонкий, более 90% зёрен относятся к фракции $-0,5$ мм. Морфологически преобладает кубический пирит, в значимых количе-

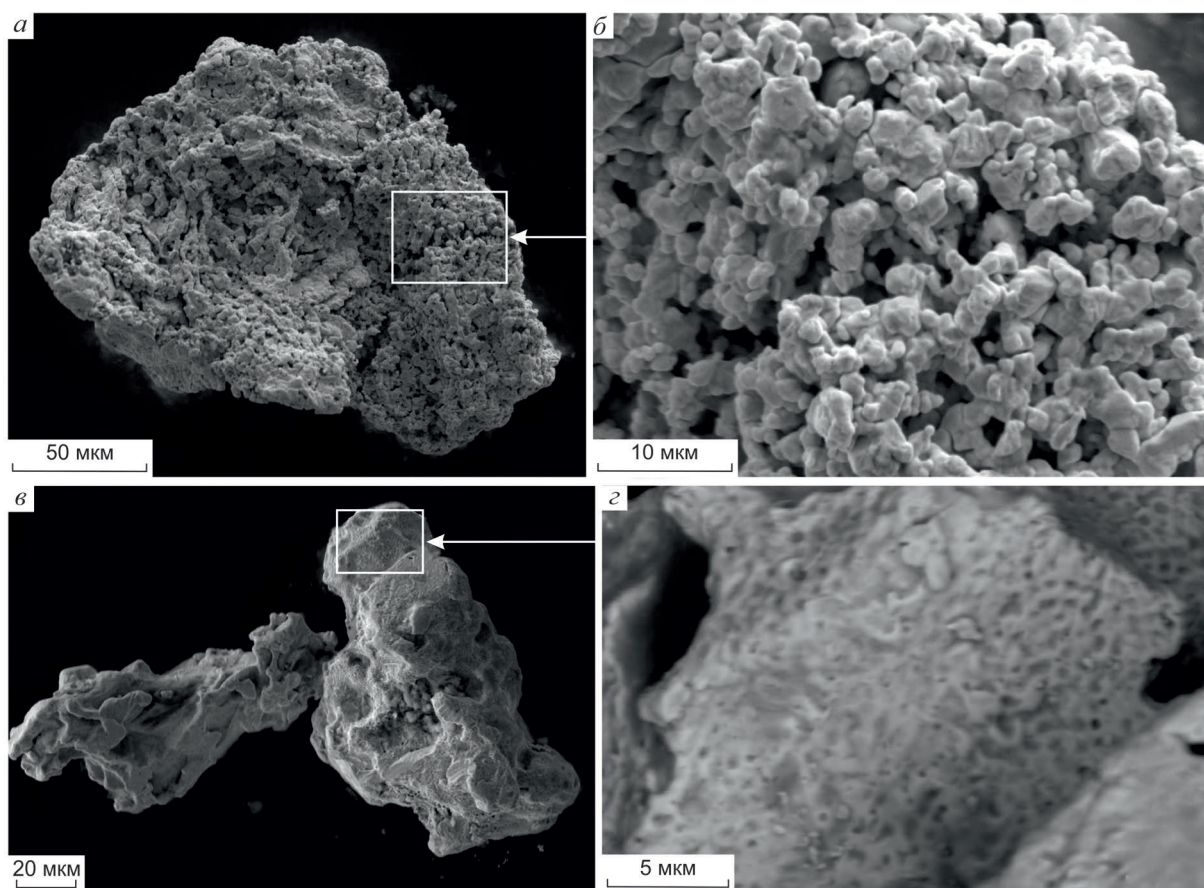


Рис. 6. Новообразования на поверхности золота:

а, б – агрегат новообразованного Au на поверхности зерна золота; *в, г* – нарастание высокопробной оболочки на зерно электрума; общий вид (*а, в*), детали строения «губчатой» поверхности (*б, г*); снято в режиме SEI

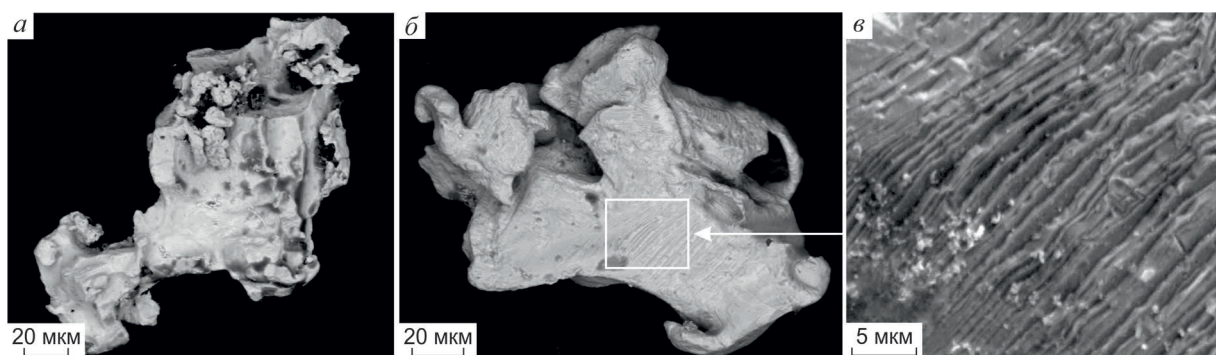


Рис. 7. Зональное строение зёрен самородного золота:

а – зерно электрума неоднородного строения с вариациями состава от низкопробного до высокопробного; зерно сложной формы с изменчивым составом золота от низкопробного до высокопробного; *б* – общий вид, *в* – детали строения поверхности с отчётливо проявленной структурой роста; снято в режиме SEI (*в*) и BES (*а, б*)

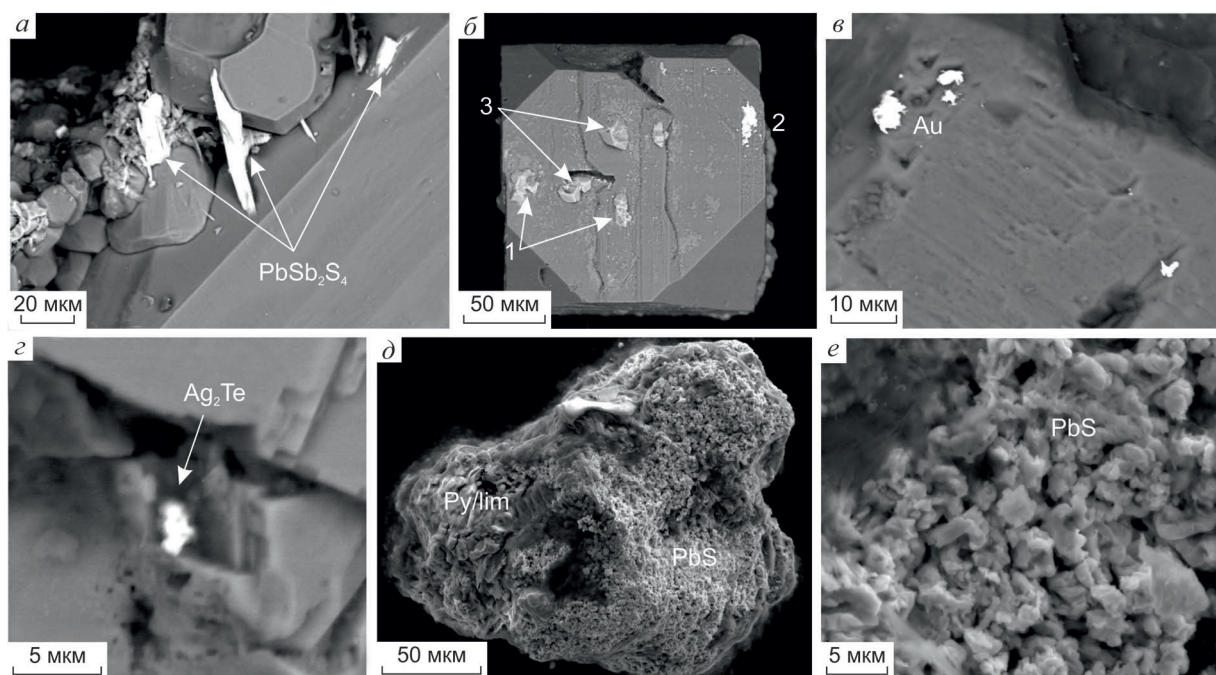


Рис. 8. Примеры новообразований на поверхности зёрен аргиллизитового пирита из кор выветривания:

образцы из зоны глубокого карста в северо-восточной части Северного карьера: *a* – цинкениит, $PbSb_2S_4$, *б* – тетраэдрит (Ag, Zn)-содержащий (1), галенит (2), вросстки халькопирита (3), *в* – микровыделения высокопробного Au (яркое); образцы из верхних горизонтов элювиально-делювиальных карстовых образований Южного карьера: *г* – микровключение гессита, *д* – обрастание частично окисленного зерна пирита (Py/lim) ранней генерации новообразованным галенитом (*д* – общий вид, *е* – строение агрегатов PbS); снято в режиме BES (*a–г*) и SEI (*д, е*)

ствах (до 30–35% и более) отмечаются комбинации куба и пентагондодекаэдра, октаэдры, икосаэдры и другие формы менее распространены. С пиритом ассоциируют рудные (арсенипирит, самородное золото, реже галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит, блеклые руды) и нерудные (доломит, сидерит, барит и кварц, в том числе «рисовидный») минералы.

Особенность аргиллизитового пирита – наличие различных минеральных фаз на поверхности кристаллов, образование которых невозможно в рамках исключительно гипергенного процесса [10, 18]. Из более чем трехсот зёрен пирита Воронцовского месторождения такие нарастания и включения установлены в 42% (рис. 8). Это самородные элементы (золото, медь, цинкистая медь, свинец), сульфиды (галенит, арсенипирит, антимонит, халькопирит, сульфиды меди, сфалерит, сульфоарсенидные фазы), сульфосоли (Zn, Ag, Cd-содержащий тетраэдрит, цинкениит, фаза Pb-Cu-As-S), теллуриды (гессит,

теллуровисмутин), а также барит и углеродистое вещество (битумы) (выделены наиболее часто встречаемые). По результатам оже-спектроскопии нескольких зёрен пирита из зоны глубокого карста обнаружены высокие концентрации углерода на поверхности граней (до 70–80 атомн. %) и сохранение аномальных значений (>50–55 атомн. %) в процессе ионного травления. Иногда фиксируется присутствие азота. Это свидетельствует о выраженных восстановительных условиях образования и согласуется с результатами изучения органического вещества в рудах Воронцовского месторождения, которое представлено низкотемпературными битумами флюидогенной природы [1, 12].

Содержания золота в монофракциях «свежего» пирита из карстовой зоны в северной части месторождения (по данным ICP-MS) составляют от 3,6 до 12,7 г/т. Отмечаются аномальные содержания ряда других элементов, что может быть связано с наличием новообразованных

фаз на поверхности зёрен, г/т: 1257–8545 As, 1,5–5,6 Hg, 73–728 Co, 100–482 Ni, 152–372 Cu, до 221 Zn, 84–193 Pb, до 126 Se, до 4,5 Te, до 88 Sb, до 31 Ba. Связь пирита с эндогенными процессами подтверждается данными по изотопному составу серы – $\delta^{34}\text{S}$ от -1,8 до -3,2‰. Близкие значения $\delta^{34}\text{S}$ получены и для сопутствующих арсенопирита (-1,9 до -3,5‰) и антимонита (-4,6‰) в одной из проб. Следует отметить, что эти значения близки к соответствующим характеристикам для сульфидов коренных руд [8].

Образование химических кор выветривания на Урале по времени совпадает с самым мощным – мезозойским – этапом тектоно-магматической активизации, наиболее интенсивно проявившейся в зонах глубинных разломов и оперяющих их тектонических нарушений, а также в сопряжённых с ними структурах (к последним относится район Воронцовского Au-рудного месторождения). С данным этапом связано и формирование крупных эрозионно-структурных депрессий [14], где происходили наиболее масштабные процессы карстообразования, причём карстующиеся породы составляют ~35% от слагающих названные депрессии геологических комплексов. Участки депрессий, наследующие золотоконтролирующие структурные элементы в пределах рудно-россыпных районов и узлов, особенно интересны при оценке перспектив золотого оруденения нетрадиционного типа, связанного с заполненным мезозойским карстом.

На Воронцовском месторождении в локальных морфоструктурах (карстовых зонах) пространственно совмещены продукты гипогенной и гипергенной природы (гипогенно-гипергенный тип золотого оруденения [2, 3]). Так называемые окисленные руды представляют собой полигенные образования, двойственность которых подчёркивается рядом особенностей – структурных, литологических, минералого-геохимических и др.

Сопоставляя данные литолого-минералогического изучения рыхлых карстовых накоплений на Воронцовском месторождении и в других районах Урала, где известны палинологически обоснованные отложения аналогичного состава [14, 16], можно предполагать их ранне-среднемезозойский (раннеюрский) возраст. Это подтверждается присутствием в верхней

части разреза золотоносных отложений лангурской свиты (Воронцовская россыпь, J_{2-3}/n). Обоснование возраста рудовмещающих карстовых толщ позволяет определить временные рамки наложенной золоторудной минерализации, которая, по-видимому, связана с золотоносной аргиллизитовой формацией, проявившейся на постъюрском этапе тектонической активизации региона.

По данным разведочного и эксплуатационного бурения рудные тела в скальных породах продолжают в карстовые зоны. Такое положение нельзя объяснить только «растягиванием» минерализации в пределах карстовых полостей. Субсинхронно проявленные гипергенные процессы существенно не изменили контуры уже сформированных пластообразных и линзовидных рудных залежей. В то же время, в цоколе карстовых полостей накапливались гипергенные золотосодержащие тела железисто-марганцовистого состава различной формы и масштаба.

Следует подчеркнуть, что разграничение продуктов гидротермальной аргиллизации и химического выветривания не всегда возможно, что обусловлено конвергентностью признаков этих геологических образований [5, 6]. В полной мере сказанное относится к золотосодержащим породам заполненного мезозойского карста. По данным Т.П.Поляковой [5], характерными чертами метасоматитов аргиллизитовой формации являются:

- отсутствие выраженной минералого-геохимической зональности в разрезе толщ;
- повышенное содержание оксидов щелочных металлов (в первую очередь, K_2O) и кремнезёма;
- присутствие совершенно неокисленных сульфидов, в том числе разных морфотипов;
- преобладание мелкого, тонкого и пылевидного золота;
- широкий диапазон колебаний пробности золота.

Всё перечисленное свойственно породам карстовых зон Воронцовского месторождения. Авторами также установлены дополнительные признаки аргиллизитового процесса:

- морфологические особенности золота, свидетельствующие о крайне неравновесных (низкотемпературных, близповерхностных) условиях образования – частое присутствие

дендритоидов, мелко-тонкокристаллических сростков, выраженных ступеней роста;

- отсутствие признаков гипергенных преобразований у значительной части золотин;
- помимо вариации состава золота от электрума до весьма высокопробного, присутствие среди поздних нарастаний на поверхности золотин как высокопробного, так и низкопробного золота;
- наличие специфических фаз на поверхности «свежего» пирита, образование которых не характерно для собственно гипергенного процесса – самородные металлы (Cu-Zn, Pb), сульфиды (арсенопирит, галенит, сфалерит), теллуриды, блеклые руды, барит и др.

Аргиллизитовый рудно-метасоматический процесс, вероятно, предварялся и частично сопровождался флюидогенной (гидротермально-флюидогенной) битуминизацией [1, 12]. Этим может объясняться повышенное содержание углерода в поверхностных зонах пирита и развитие самородных фаз.

Обобщение данных разведочно-эксплуатационных работ показало, что в коренных рудах (в области маркирующего контакта) в центральных частях рудоносных зон доминируют каолинит-кварц-серицитовые метасоматиты, промежуточные зоны характеризуются частичной серицитизацией и монтмориллонитизацией с присутствием гидрослюд. Аналогичные низкотемпературные гидротермальные процессы проявились и на продолжении рудоносных зон в пределах карстовых полостей, заполненных щебнисто-дресвяно-глинистым материалом. Наложившееся близкоодновременно с этими процессами химическое выветривание пород привело к некоторому усложнению формы образованных в зоне карста рудоносных залежей, их частичной трансформации, гипергенному перераспределению ряда компонентов, но кардинального перераспределения золота при этом не происходило.

Вышеизложенное позволяет предложить уточнённую модель формирования золотого оруденения на Воронцовском месторождении, которая предполагает продолжение активных рудно-метасоматических процессов на посторогенном этапе развития рудного узла (вплоть до среднего – позднего мезозоя) и их сопряжённость (на поздней стадии) с масштабно проявленными гипергенными преобразованиями

пород. С указанными процессами, возможно, связана и наиболее поздняя золото-сульфосолюно-полиметаллическая минеральная ассоциация, установленная при изучении коренных руд [8]. Это позволяет рассматривать триаду золотосодержащих руд (скальные – рудоносные структурные коры – перемещённые коры карстовых полостей) как единую рудно-метасоматическую систему, в которой на завершающем этапе становления месторождения проявились низкотемпературные процессы золото-аргиллизитовой формации.

Несмотря на длительный период изучения карстовых руд Воронцовского месторождения, решены не все проблемы генезиса этого высокотехнологичного золотосодержащего сырья. Кроме того, весьма актуальной для региона остаётся задача поисков новых промышленных объектов «воронцовского» типа. Выполненные исследования дают возможность по-новому интерпретировать генетическую природу оруденения в пределах карстовых зон, что важно при прогнозно-поисковой оценке рудоперспективных площадей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Корякова О.В., Янченко М.Ю. Органическое вещество в рудах и вмещающих породах Воронцовского месторождения // Ежегодник-2010. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2011. С. 46–51.
2. Баранников А.Г. Рудоносность заполненного мезозойского карста на Урале: проблемы изучения // Руды и металлы. 2013. № 4. С. 23–29.
3. Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. Проблемы эндогенного золотого рудогенеза мезозоя Урала // Литосфера. 2003. № 1. С. 13–26.
4. Бобров В.Н. Метасоматическая и сопровождающая золоторудная зональность на месторождении благородных металлов // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, 1991. С. 44–46.
5. Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания / Н.М.Риндзюнская, Р.О.Берзон, Т.П.Полякова и др. – М.: ЦНИГРИ, 1995.
6. Грязнов О.Н., Вахрушев С.Н. Золото-аргиллизитовая формация Урала // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 73–84.

7. *Золото* Урала. Россыпные месторождения (К 250-летию золотой промышленности Урала) / В.С.Шуб, А.Г.Баранников, И.З.Шуб и др. – Екатеринбург: УИФ Наука, 1993.
8. *Месторождения золота Урала* / В.Н.Сазонов, В.Н.Огородников, В.А.Коротеев и др. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001.
9. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.
10. *Пириты* из ореолов активизации крупных разломных структур: некоторые типоморфные особенности и связь с углеродистым метасоматозом / О.Б.Азовскова, Ю.В.Щегольков, С.П.Главатских и др. // Международный семинар «Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества». Сыктывкар, 2012. С. 216–218.
11. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Бобров В.Н. Геолого-минералогическая характеристика зоны гипергенеза Воронцовского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 42–52.
12. Ровнушкин М.Ю., Азовскова О.Б. Рассеянное органическое вещество в рудах Воронцовского золоторудного месторождения // Мат-лы конференции «Чтения памяти П.Н.Чирвинского». Пермь, 2015. Вып. 18. С. 350–357.
13. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Эндогенное оруденение девонского андезитовидного вулканоплутонического комплекса (Урал). – Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
14. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969.
15. *Технология* ускоренных поисков месторождений золота в корах выветривания (Методические рекомендации) / Н.М.Риндзюнская, В.Б.Чекваидзе, В.И.Пятницкий и др. – М.: ЦНИГРИ, 1997.
16. Цаур Г.И., Якушев В.М. Методические рекомендации по литологическому расчленению континентальных мезозойских и дочетвертичных кайнозойских отложений восточного склона Урала и западной части Зауралья. – Свердловск: Объединение «Уралгеология», 1982.
17. Четвериков Л.И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых. – Воронеж: Изд. Воронежского ун-та, 1968.
18. Azovskova O.B., Malyugin A.A., Nekrasova A.A., Yanchenko M.Yu. Pyrite from zones of Mz-Kz reactivation of large faults on the eastern slope of the Ural Mountains, Russia // WASET. Engineering and Technology. Issue 79. London, 2013. P. 463–467.

Баранников Александр Григорьевич,
доктор геолого-минералогических наук
fgg.gpr@m.ursmu.ru

Азовскова Оксана Борисовна,
кандидат геолого-минералогических наук
oazovskova@yandex.ru

Ровнушкин Михаил Юрьевич,
кандидат геолого-минералогических наук
rovn@list.ru

Готтман Андрей Альбертович,
главный геолог
gottman@zsu.polymetal.ru

Смагин Иван Викторович,
ведущий геолог
smagin@zsu.polymetal.ru

MESOZOIC ORE-BEARING KARST OF VORONTSOVSKOYE GOLD DEPOSIT, NORTHERN URALS

A.G.Barannikov,
O.B.Azovskova,
M.Yu.Rovnushkin,
A.A.Gottman,
I.V.Smagin

Geology of Vorontsovskoye gold deposit is summarised, polygenic and polychronous origin of the deposit is highlighted. Litho-mineralogy of ore-bearing karst filler is reviewed. Ore body morphology is described using exploration traverses. It is noted that in many cases sub-horizontal bodies of «oxidised ore» in karst zones represent a logical extension of «hard rock» ore bodies. Typomorphism and typochemistry of native gold and «fresh» (neogenic) pyrite from argillaceous formations of karst zone, as well as argillizite, are described. A development model of hypogenic-hypergenic type of mineralisation is proposed, offering a new perspective to evaluate gold-bearing potential of Mesozoic filled karst areas.

Key words: native gold, Mesozoic karst, subhorizontal ore bodies, argillizite, pyrite.

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЗЁРНОЕ, КАРАЛЬВЕЕМСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ЧУКОТКА

Н.Е.Савва,
Е.Е.Колова

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

Выявлены признаки связи месторождения Озёрное с Пырканайским интрузивом. Отмечены повышенные содержания в рудах Mo, Bi, Sb, Cr, Ni, Co. Выделены два минеральных комплекса: золото-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовый с Bi-содержащими минералами и молибденитом и пирротин-халькопирит-пирит-герсдорфит-кобальтиновый. Установлены бимодальный характер температур гомогенизации флюидных включений (ФВ) с пиками 270–280 и 144°C, низкие концентрации растворов (не более 3 мас. % экв. NaCl), заключённых в ФВ, наличие в их составе хлоридов Na, K и Mg. Проведён сравнительный анализ месторождений золото-кварцевой формации Каральвеевского рудного узла Озёрное, Каральвеем, Кекура с различной пространственной приуроченностью к гранитоидным интрузивам.

Ключевые слова: золотое оруденение, минералы Ni, Co, Bi, условия рудообразования, связь оруденения с магматизмом.

В настоящее время заметно активизировалось развитие золотодобывающей промышленности в арктических странах [1], что служит стимулом для проведения более целенаправленных работ и в Арктическом секторе России, куда входит Чукотский автономный округ. Здесь разрабатываются золоторудные месторождения преимущественно золото-серебряной формации. Несмотря на богатство территории Чукотки россыпями, среди месторождений золото-кварцевой россыпеобразующей формации в промышленном освоении находятся только объекты Каральвеевского рудного района. Для открытия новых и освоения известных объектов (Кекура, Совиное, Ленотапское и др.) золото-кварцевого типа следует продолжить изучение различных вопросов структурного и генетического планов. Один из важных вопросов – связь золотого оруденения с гранитоидным магма-

тизмом [4, 6, 18, 19, 20, 27 и др.]. Подход к установлению подобной связи включает анализ пространственной приуроченности золоторудных месторождений к гранитоидам и единым с ними структурам, геохимической общности, зональности в расположении рудных скоплений вокруг интрузивов, смены минеральных парагенезисов во времени, особенностей флюидно-магматического режима формирования.

Детальное рассмотрение месторождения Озёрное, расположенного в Арктическом секторе, выбрано нами не случайно. Оно является сателлитом известного золоторудного месторождения Каральвеем, приурочено к относительно приподнятому тектоническому блоку верхнетриасовой толщи и пространственно сближено с гранитоидным интрузивом. Месторождение же Каральвеем вмещают силлы диабазов, прорывающие породы позднего триаса, и

о его связи с гранитоидным магматизмом можно судить лишь по косвенным признакам. Определение таких признаков на примере месторождения Озёрное – основная цель настоящей статьи.

Исследована коллекция образцов и штучных проб, отобранных авторами в полевой сезон 2012 г. Все аналитические работы проведены в СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан. Геохимические особенности изучались количественным спектральным анализом по методике ЭКСА (аналитик Т.П.Козырева), вещественный состав руд – в аншлифах на микроскопе Axioplan Imaging. Составы минеральных фаз определялись с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA Oxford Instruments (СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Е.М.Горячева.) Диагностика фуксита выполнена на дифференциально-термической установке «Термоскан-2» с нагревом от комнатной температуры до 950°C со скоростью 20°C/мин (СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Е.С.Санько). Микротермометрические исследования флюидных включений осуществлены Е.Е.Коловой с использованием измерительного комплекса на основе микротермокамеры THMSG600 фирмы Linkam, микроскопа Motic, снабжённого длиннофокусным объективом 50x фирмы Olimpus, и видеокамеры Moticom 3,0 M.px в соответствии с методиками [10, 14, 22, 23]. Солевой состав растворов и их концентрация определялись методом криометрии согласно экспериментальным данным [2, 24, 26]. Плотность CO₂ и давление рассчитывались с помощью программы FLINCOR [24] по системе [26].

Территория, на которой находится месторождение Озёрное, входит в Каральвеевский рудный узел и относится к Анюйской складчатой зоне, приуроченной к Анюйскому субтеррейну Чукотского террейна – фрагмента позднепалеозойской – раннемезозойской пассивной окраины. История развития узла характеризуется тремя основными этапами. В течение первого этапа на рубеже перми и триаса по разломам палеозойского основания опустились блоки земной коры с образованием прогиба в виде Чукотской геосинклинали. На втором этапе в раннем триасе по этим же разломам внедрились магмы основного состава, представленные многочисленными согласными пластовыми и секущими телами базитов анюйского интрузивного ком-

плекса, впоследствии вмесившими жильное золото-кварцевое оруденение месторождения Каральвеем. На третьем этапе в раннемеловое время произошло коллизионное излияние лав с обширным интрузивным магматизмом и, как следствие, метаморфизм вмещающих пород с мобилизацией и концентрированием металлов [5, 18].

Месторождение Озёрное расположено в 30 км к северо-западу от объекта Каральвеем на продолжении геосинклинали, вытянутой в субширотном направлении, ограниченной крупными региональными разломами (рис. 1): в южной части – Эльвенеиским, в северной – Алярмаутским. Сдвиговые движения по разломам играли ведущую роль в формировании облика месторождений Озёрное и Каральвеем. В результате их сместились блоки пород, образовались диагональные и поперечные разломы, по которым происходили взбросы и открывались трещины с миграцией по ним металлоносных растворов. Соскладчатым разломам соответствуют и продольные зоны тектоно-магматической активизации с различным вскрытием интрузивных образований на современной поверхности [3]. Поскольку месторождение Озёрное приурочено к поднятому блоку пород, гранитоиды, предполагаемые под объектом Каральвеем, на северо-западном фланге месторождения выходят на поверхность (рис. 2; см. рис. 1).

Рудное поле сложено осадочными породами позднего триаса: нижней и верхней песчано-глинистой толщей карнийского яруса, глинистыми, песчано-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами норийского яруса. В значительной степени они перекрыты сартанскими ледниковыми и современными аллювиальными четвертичными отложениями. Триасовые породы прорваны интрузией раннемеловых крупнозернистых гранитов (массив Пырканы), дайками лампрофиров, аплитов, альбитофиров, а также многочисленными дайками пострудных диоритов. Граниты крупнозернистой (порфировой) структуры состоят из кварца – 35–40%, плагиоклаза (олигоклаз-андезин) – >40% (размер фенокристаллов до 4 см), калинатрового полевого шпата – 10%, биотита и обыкновенной роговой обманки ~5–7%. Акцессорные минералы – циркон, апатит, единичные зёрна магнетита, мелкая рассеянная вкрапленность арсенопирита. По данным спектрального анализа гранит содержит

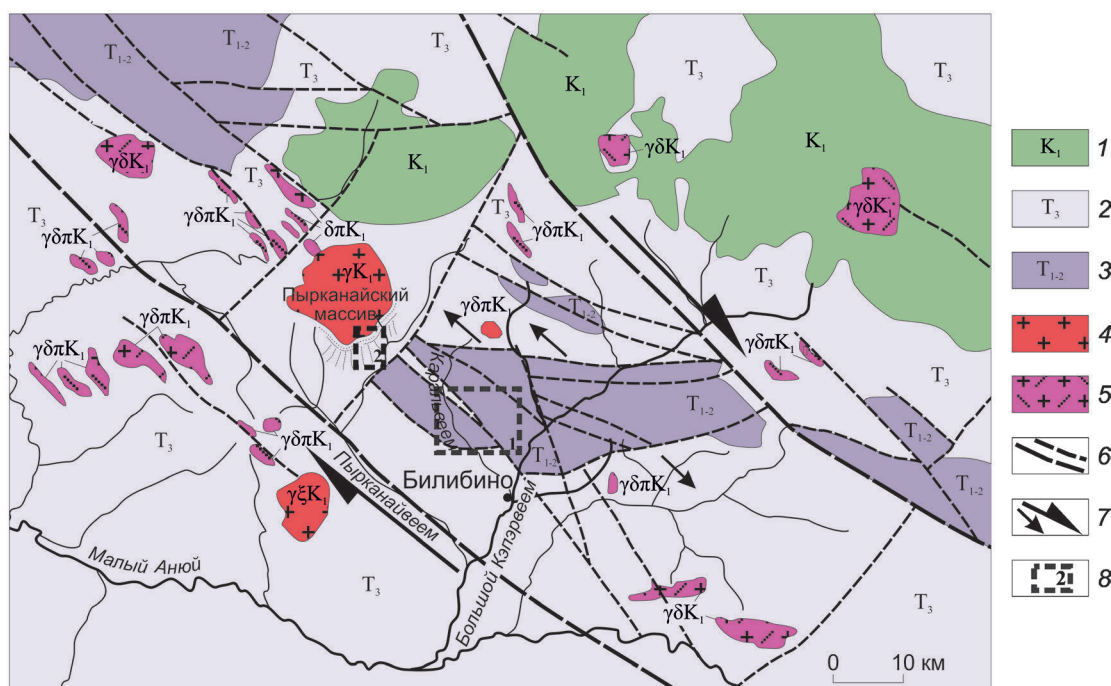


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Каральвеевского рудного узла (составлена авторами с использованием государственных геологических карт R-58-XXXV, XXXVI, автор Г.М.Сосунов, редактор С.М.Тильман):

1 – меловая система: аркозовые песчаники, аргиллиты; триасовая система: 2 – глинистые и углисто-глинистые сланцы, кварцевые песчаники, песчано-глинистый флиш, 3 – полимиктовые и туфогенные песчаники, алевролиты, филлиты, глинистые сланцы, туфы диабазов; интрузивные образования: 4 – граниты, гранит-порфиры (γK_1), граносиениты, граносиенит-порфиры ($\gamma \xi K_1$), 5 – дайки диоритов ($\gamma \delta K_1$), диоритовых и андезитовых порфиритов ($\delta л K_1$), гранодиорит-порфиры и трондьемиты ($\gamma \delta л K_1$); 6 – тектонические нарушения разных порядков; 7 – сдвиговые перемещения; 8 – контуры рудных полей (1 – Каральвеем, 2 – Озёрное)

повышенные концентрации W, Bi, Mo, Zr, Co, Cu, Cr, As, Fe, Ti. Предполагается, что часть этих примесей связана с взаимодействием гранитоидов на глубине с базитовыми силлами. В экзоконтакте гранитов в ореоле около 1 км породы превращены в кордиерит-биотитовые и андалузитовые роговики, на которые наложены кварц-серпичитовые метасоматические околорудные изменения.

Месторождение имеет блоковую структуру, в которой чётко выделяются две системы разломов различного простирания: протяжённые СВ 35–40° с серией оперяющих СВ 60–70°, являющихся сместителями рудных жил в северо-восточном направлении на 10–20 м, и менее протяжённые рудовмещающие СЗ 270–340°. Главными геолого-структурными особенностями месторождения являются околоинтрузивное

пространственное положение, сближение и совпадение по простиранию рудных жил с дайками лампрофиров, что обуславливает определённую специфику текстуры и вещественного состава руд. В крупноглыбовых развалах среди брекчий фиксируются различные взаимоотношения рудного кварца с материалом даек (дорудные и пострудные) (рис. 3, а–г), что позволяет определить с относительным возрастом золотого оруденения.

Рудные тела представляют собой кварц-сульфидные жилы различной ориентировки (по отношению к гранитоидной интрузии) – концентрические (субширотные) в ближнем экзоконтакте и радиальные (субмеридиональные) более удалённые от контакта. Азимут падения жил северный и северо-восточный под углами 55–65°, морфология сложная – часты раздувы и пе-

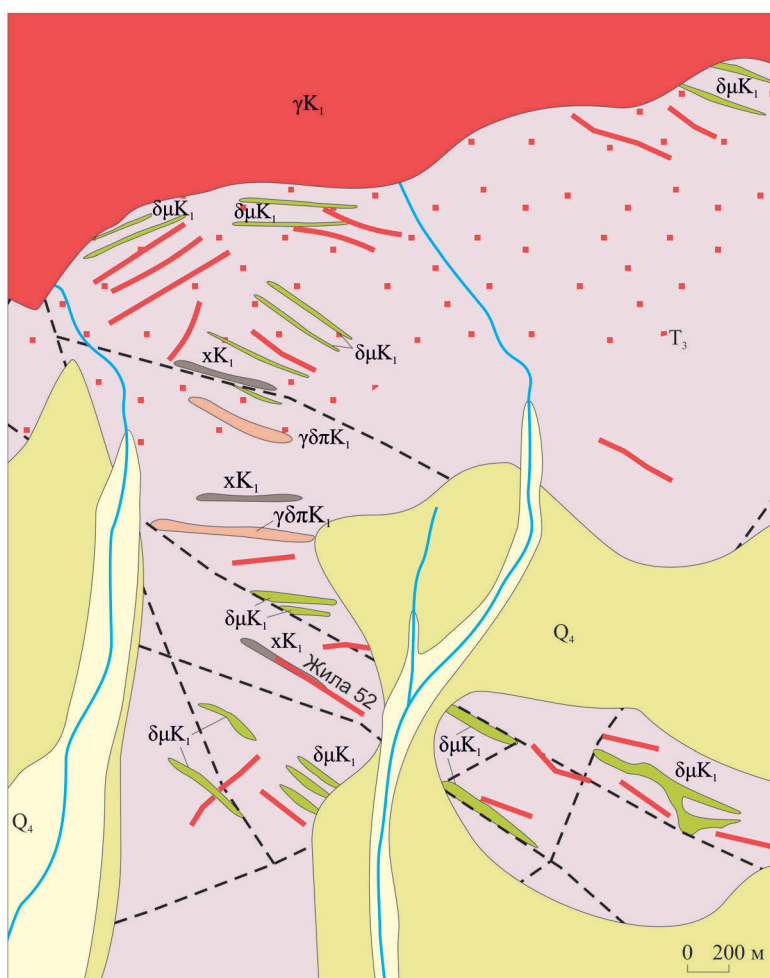
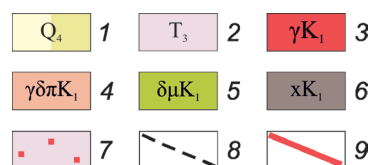


Рис. 2. Геологическая схема рудного поля месторождения Озёрное (составлена авторами с использованием геологической карты Каральвеевского рудного узла, м-б 1:50 000, составитель М.Е.Городинский, 1975):

1 – четвертичная система: аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – триасовая система: глинистые и углисто-глинистые сланцы, кварцевые песчаники, песчано-глинистый флиш; раннемеловые интрузивные и субвулканические образования; 3 – граниты, гранит-порфиры, 4 – гранодиорит-порфиры, трондьемиты, 5 – диоритовые и андезитовые порфиры, 6 – дайки керсантитов и лампрофиров; 7 – контактово-метасоматические изменения; 8 – тектонические нарушения; 9 – рудные тела



режимы. В некоторых из них наблюдаются ксенолиты вмещающих пород. Мощность от 0,25 до 2,3 м, в среднем около 1,0 м, протяжённость от 100 до 600 м.

К настоящему времени штольнями и бурением разведано 15 жил на глубину до 300 м. Наиболее разведана жила 52. Центральная её часть залегает в теле дайки лампрофиров и выходит в осадочные породы со стороны её всячего бока. В жиле содержание Au на глубине 300 м составляет 121,4 г/т при мощности 0,7 м. В целом же по месторождению распределение золота неравномерное. В бананцах его содержание достигает 857,9 г/т. Помимо жил, в осадочных породах рудного поля наблюдаются зоны тонкого кварц-карбонатного прожилкования мощностью 0,5–0,3 м, сопровождающие рудные жилы и имеющие близкое к ним простирание. В них встречается видимое золото.

Основные рудные образования имеют полосчатую текстуру, характеризующуюся чередованием слоёв (1–3 см) разнозернистого кварца, подчёркнутых тонкими (0,5–1,5 мм) реликтами слабосульфидизированных осадочных пород и трещиноватостью, параллельной зальбандам жил (см. рис. 3, д–з). К полосам обычно приурочена тонкая вкрапленность арсенопирита и самородного золота. Отмечаются также брекчиевые текстуры: кварц цементирует материал дайки лампрофиров и мелкие обломки осадочных пород (см. рис. 3, а–г). В богатых участках жил полосчатость выражена чередованием сульфидных минералов и кварца. Прожилковая текстура в зонах окварцевания отличается наличием тонких кварц-карбонатных просечек и прожилков в алевролите (см. рис. 3, з). В целом текстурные особенности свидетельствуют о спокойной тектонической обстановке при формировании руд.

В рудах месторождения обнаружено более 30 минералов, приведённых в табл. 1 по степени распространённости.

Кварц представлен тремя разновидностями. Кварц-1 – молочно-белый среднезернистый и скрытокристаллический с полосчатой текстурой, редкими включениями альбита, окрашенный на поверхности в бурые тона – это продуктивный золотоносный кварц. Он рассекает дайки лампрофиров и совместно с карбонатом цементирует их обломки. Кварц-2 представлен гранулированным агрегатом или сливным полупрозрачным в виде оплавленных по краям обломков размером 5–80 см в пострудных дайках диоритов (см. рис. 3, а, б). Кварц-3 образует тонкие (0,5–2,5 мм) прожилки в чёрных глинистых сланцах и алевролитах (см. рис. 3, в, г), тесно ассоциирует с метаморфогенным карбонатом (см. рис. 3, з).

Хлорит развит по биотиту в дайках лампрофиров совместно с фукситом и небольшим количеством гидрослюда как метасоматический минерал. Количество его может достигать 20% в изменённых породах.

Фуксит обычно слагает гнездовые скопления в лампрофирах. Диагностика минерала подтверждена дериватографией, с помощью которой были зафиксированы два эндотермических эффекта при температуре 761,2 и 800°C, что характерно для слюды с содержанием Cr >1%. При нагреве происходит дегидратация, сопровождающаяся вспучиванием остаточной части материала в тигле. Повторный нагрев этого же образца после остывания при температуре >100°C вызывает появление нового эндотермического пика в связи с тем, что часть конституционной воды была адсорбирована

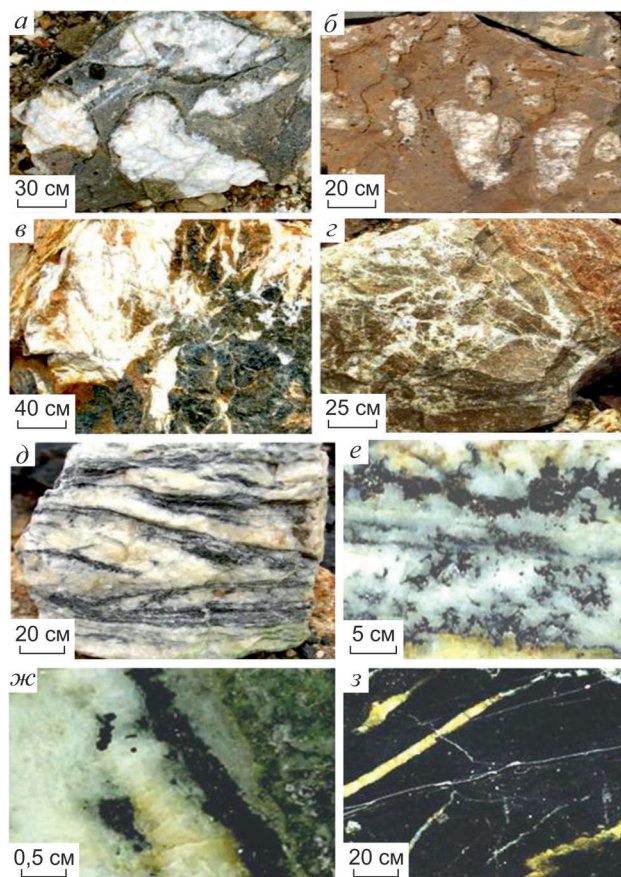


Рис. 3. Текстуры особенности руд месторождения Озёрное:

взаимоотношения рудного кварца с дайками разного состава: а, б – обломки кварца в цементе пострудной дайки диорита, в, г – кварц цементирует обломки дорудной дайки лампрофира; текстуры золотоносных жил: д–ж – полосчатая, обусловленная чередованием кварца и арсенопирита, содержащего включения алевролита, з – прожилковая (образцы из зон прожилкования, сопровождающих кварцевые жильные тела)

1. Минеральный состав руд месторождения Озёрное по степени распространённости

Классы минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Метаморфогенные	Биотит	Андалузит, кордиерит	Тремолит, актинолит, рутил
Жильно-метасоматические	Кварц, хлорит	Карбонат, мусковит, фуксит, биотит	Апатит, альбит
Рудные	Арсенопирит, галенит	Пирротин, пирит, макинавит, сфалерит, халькопирит, Вi-джемсонит, самородное золото	Гематит, висмутин, буланжерит, молибденит, антимонит, герсдорфит
Гипергенные	Лимонит, скородит	Англезит, пиролюзит	Азурит

2. Химический состав рудных минералов месторождения Озёрное

Минералы	Концентрация элементов, мас. %							Формульные коэффициенты					
	S	Co	Fe	Ni	Cu	As	Σ	S	Co	Fe	Ni	Cu	As
Герсдорфит (Ni, Co, Fe)AsS	19,98	15,57	10,46	10,11	0,06	39,19	95,48	1,06	0,45	0,32	0,29	0,00	0,89
	20,29	22,41	7,37	6,52	0,10	40,77	97,36	1,05	0,63	0,22	0,18	0,00	0,91
	20,37	24,86	6,10	8,03	0,20	39,09	98,47	1,04	0,69	0,18	0,22	0,01	0,86
	20,16	24,15	6,33	5,91	0,10	38,88	95,45	1,06	0,69	0,19	0,17	0,00	0,88
	20,18	21,17	10,18	8,67	0,00	37,24	98,46	1,04	0,59	0,30	0,24	0,00	0,82
	19,63	19,57	8,88	10,35	0,10	39,28	97,82	1,02	0,55	0,26	0,29	0,00	0,87
	20,55	22,49	7,20	7,13	0,00	43,60	100,9	1,04	0,62	0,21	0,20	0,00	0,94
	20,00	15,6	9,94	10,47	0,20	41,91	97,50	1,04	0,44	0,30	0,30	0,01	0,93
	20,15	26,03	5,69	4,95	0,00	41,66	98,49	1,04	0,73	0,17	0,14	0,00	0,92
Пирит FeS ₂	51,96	0,03	45,68	0,07	0,00	0,09	97,83	1,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00
	52,51	0,09	46,11	0,02	0,00	0,30	99,02	1,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00
	51,97	0,05	45,34	0,15	0,02	0,00	97,53	2,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00
Халькопирит CuFeS ₂	34,71	0,08	29,46	0,00	33,54	0,00	97,78	2,03	0,00	0,99	0,00	0,99	0,00
Арсенопирит FeAsS	21,17	0,50	34,79	0,00	0,10	42,79	98,81	1,06	0,01	1,00	0,00	0,00	0,92
	20,69	0,30	33,70	0,00	0,00	43,29	97,71	1,06	0,01	0,99	0,00	0,00	0,95
	20,07	0,25	34,23	0,00	0,00	44,71	99,36	1,02	0,01	1,00	0,00	0,00	0,97
Буланжерит Bi-содержащий (Pb,Bi) ₅ Sb ₄ S ₁₁	S	Sb	Pb	Bi	Σ	S	Sb	Pb	Bi				
	19,28	25,05	54,96	1,02	100,30	11,20	3,82	4,92	0,09				
	19,48	24,72	55,05	1,43	100,68	11,20	3,75	4,91	0,13				
	19,58	24,59	55,05	1,08	100,30	11,30	3,73	4,90	0,10				
	18,76	28,15	54,68	1,43	100,20	10,80	3,89	4,97	0,13				
	18,64	24,71	54,55	1,41	99,31	11,00	3,85	4,99	0,13				
	18,41	22,26	55,97	2,49	99,13	11,10	3,52	5,2	0,23				
	18,78	23,51	54,24	2,56	99,39	11,10	3,67	4,97	0,23				
	18,43	22,78	56,84	1,28	99,33	11,00	3,59	5,26	0,12				
19,22	24,40	54,30	2,19	100,12	11,20	3,74	4,89	0,20					
Висмутин (Bi, Sb) ₂ S ₃	18,51	4,33	0,00	75,74	98,60	2,96	0,18	0,00	1,86				
	18,76	5,41	0,00	76,02	100,19	2,95	0,22	0,00	1,83				
Галенит Bi-содержащий PbS	13,76	0,00	83,21	1,53	98,50	1,02	0,00	0,96	0,02				
	13,39	0,00	83,48	1,17	99,05	1,01	0,00	0,98	0,01				
	13,67	0,00	84,51	1,43	99,31	1,01	0,00	0,97	0,02				
	13,70	0,00	83,88	1,09	98,67	1,02	0,00	0,97	0,01				
Антимонит Sb ₂ S ₃	72,27	28,83	0,00	0,06	101,18	2,03	1,99	0,00	0,00				

Примечание. Сатебах, оператор Е.М.Горячева (ФГБУН СВКНИИ им. Н.А.Шило ДВО РАН).

оставшейся массой породы, а пики более высоких температур исчезают.

Карбонат – белый и кремовый кальцит, ассоциирующий с кварцевыми прожилками и кварцевым цементом в дайках лампрофиров. В продуктивных кварцевых жилах отмечаются

тонкие (не более 1 мм) просечки железистого карбоната, интенсивно окрашенного охрами железа в тёмно-бурые тона. В зонах тонкого прожилкования, сопровождающих рудные жилы, встречается метаморфогенный карбонат.

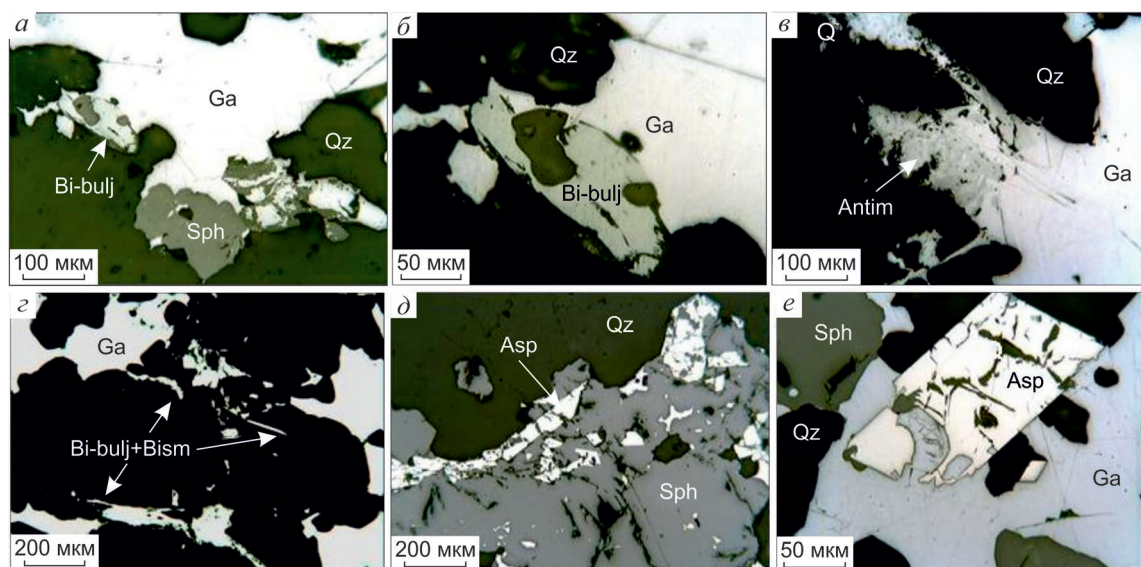


Рис. 4. Срастания рудных минералов:

a, б – галенита со сфалеритом и висмутистым буланжеритом, снято при различных увеличениях; *в* – антимонита с галенитом в кварце; *г* – игольчатые выделения висмутина и висмутистого буланжерита в кварце; *д* – включения арсенопирита в сфалерите; *е* – срастание катаклазированного арсенопирита с галенитом (галенит отложился позднее арсенопирита)

Актинолит и *тремолит*, связанные с метаморфическими и метасоматическими изменениями, отмечены преимущественно в роговиках, реже в лампрофирах в виде пучков игольчатых кристаллов размером до 2 мм по удлинению.

Арсенопирит широко распространён, встречается повсеместно в кварце и приурочен к реликтовым полосам осадочных пород. Нередко образует цепочки, состоящие из кристаллов и их обломков, а также скопления кристаллов до 4 мм. Кристаллы короткопризматические размером до 1,5 мм по удлинению (в основном 0,05–0,5 мм). Минерал катаклазирован и частично окислен. Ассоциирует с галенитом, самородным золотом и Pb-Sb сульфосолями (рис. 4, *e*). По составу близок к стехиометрическому, с незначительно повышенными концентрациями S (табл. 2).

Галенит образует интерстициальные выделения в кварце размером до 3 мм, срастается с джемсонитом, антимонитом, висмутином, сфалеритом и арсенопиритом. По отношению к арсенопириту галенит более поздний (см. рис. 4). Содержит примесь Bi от 1,09 до 1,53 мас. % (см. табл. 2).

Сфалерит присутствует в виде интерстициальных скоплений в кварце. Обычно это зернистые агрегаты размером до 1,5 мм; минерал не содержит эмульсионной вкрапленности халькопирита, срастается с арсенопиритом и галенитом (см. рис. 4).

Игольчатые сульфосоли Pb-Sb – по составу это висмутсодержащий буланжерит (Bi 1,02–2,56 мас. %), ассоциирующий с галенитом; отлагается по периферии его выделений с антимонитом и висмутином (см. рис. 4, табл. 2).

Пирротин образует скопления на контакте диорит-порфиров с обломками жильного кварца в виде гипидиоморфнозернистых агрегатов размером до 4 мм. Установлены его тесные срастания с пиритом, макинавитом, халькопиритом. Содержит включения сульфоарсенидов Co, Ni; встречаются также переходные от пирротина к пириту со структурой «птичьего глаза» фазы (рис. 5).

Пирит образует тонкую (0,05 мм) вкрапленность <0,1% в рассланцованных триасовых алевролитах и наблюдается в более крупных (до 3 мм) гипидиоморфных выделениях в метасоматически изменённых дайках диоритов, где тесно ассоциирует с пирротинном. В пирите от-

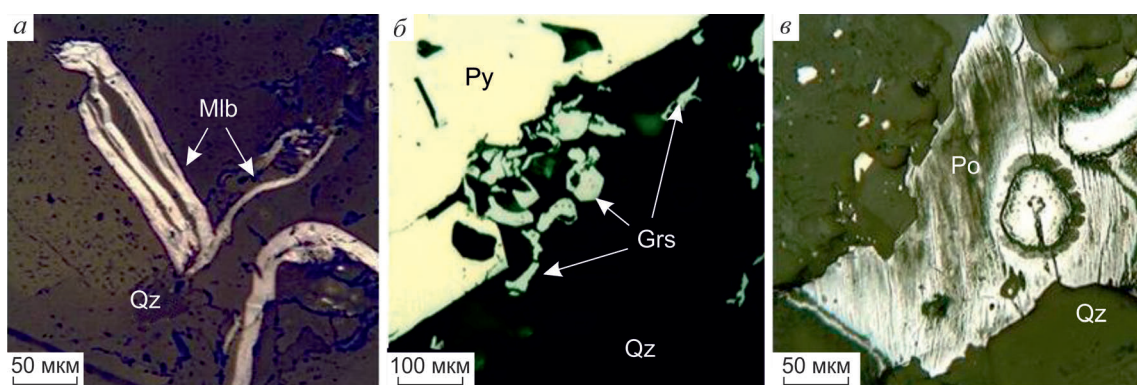


Рис. 5. Срастания герсдорфита и молибденита:

а – молибденит в кварце; *б* – выделения герсдорфита в кварце на периферии зерна пирита; *в* – пирротин в фазе перехода в пирит с характерной структурой «птичьего глаза»

мечаются округлые включения халькопирита, реже галенита.

Сульфоарсениды *Fe*, *Ni*, *Co* ассоциируют с пирротинном и пиритом, образуя в них включения идиоморфных кристаллов псевдогексагональных очертаний, а также выделяются в виде изогнутых лентообразных скоплений вокруг зёрен пирротина (см. рис. 5). По составу это кобальтин-герсдорфит с содержанием *Co* от 15,5 до 26,3, *Ni* от 4,95 до 10,05, *Fe* от 5,69 до 10,46 мас. % (см. табл. 2).

Молибденит встречается относительно редко. Обычно образует выделения размером до 0,8 мм в кварце ксенолитов, заключённых в диоритовых дайках, чешуйки изогнуты (см. рис. 5). Кроме того, в продуктивном кварце фиксируются серые ореолы диаметром до 5 мм, насыщенные мелкочешуйчатым молибденитом.

Самородное золото – главный промышленный минерал в рудах. Преобладающее его количество отлагается непосредственно в кварце. Примерно 30% находится в срастании с катаклазированным арсенопиритом (рис. 6), также выявлены единичные случаи срастания с висмутином. Форма частиц золота преимущественно ксеноморфная, реже гипидиоморфная. Размерность от 50 мкм до 0,7 мм. Основная часть золота размером 0,1–0,5 мм.

Пробность золота определена микрорентгеноспектральным и оптическим методами. Среднее значение по 48 измерениям 835%, максимальное 850%. Распределение пробности логнормальное, указывающее на одностадийность процесса. Неоднородность золота

по составу подтверждается структурным травлением $HCl+CrO_3$. В отдельных частицах золота обнаружены слабое раздвижение межзерновых границ, простые двойники и двойники прорастания. Изменения связаны с незначительным термометаморфизмом металла при внедрении пострудных даек.

По пространственно-временным отношениям минералов и минеральных ассоциаций составлена схема последовательности образования минералов (рис. 7). Модель формирования месторождения выглядит следующим образом: внедрение интрузии крупнозернистых гранитоидов → ороговикование вмещающих осадочных пород → интрузия сопровождается серией прорудных жильных интрузивных тел (даек лампрофиров) → метасоматоз → формирование золотоносных кварцевых жил → внедрение пострудных даек диоритов с частичным разрушением рудоносных жил и цементированием их фрагментов в местах пересечения → гипергенные процессы.

Кварц из жилы 52 месторождения Озёрное характеризуется высокой, неравномерной насыщенностью флюидными включениями. Для изучения ФВ использовано пять образцов. Преобладающий размер ФВ от 10 до 45 мкм. Для исследований подбирались первичные включения размером 8–42 мкм, с равновесными формами. Вторичные ФВ в выбранных образцах представлены в меньшинстве, имеют сравнительно малый размер (1–5 мкм), округлую или вытянутую форму, группируются в шлейфы вдоль трещин. При комнатной температуре

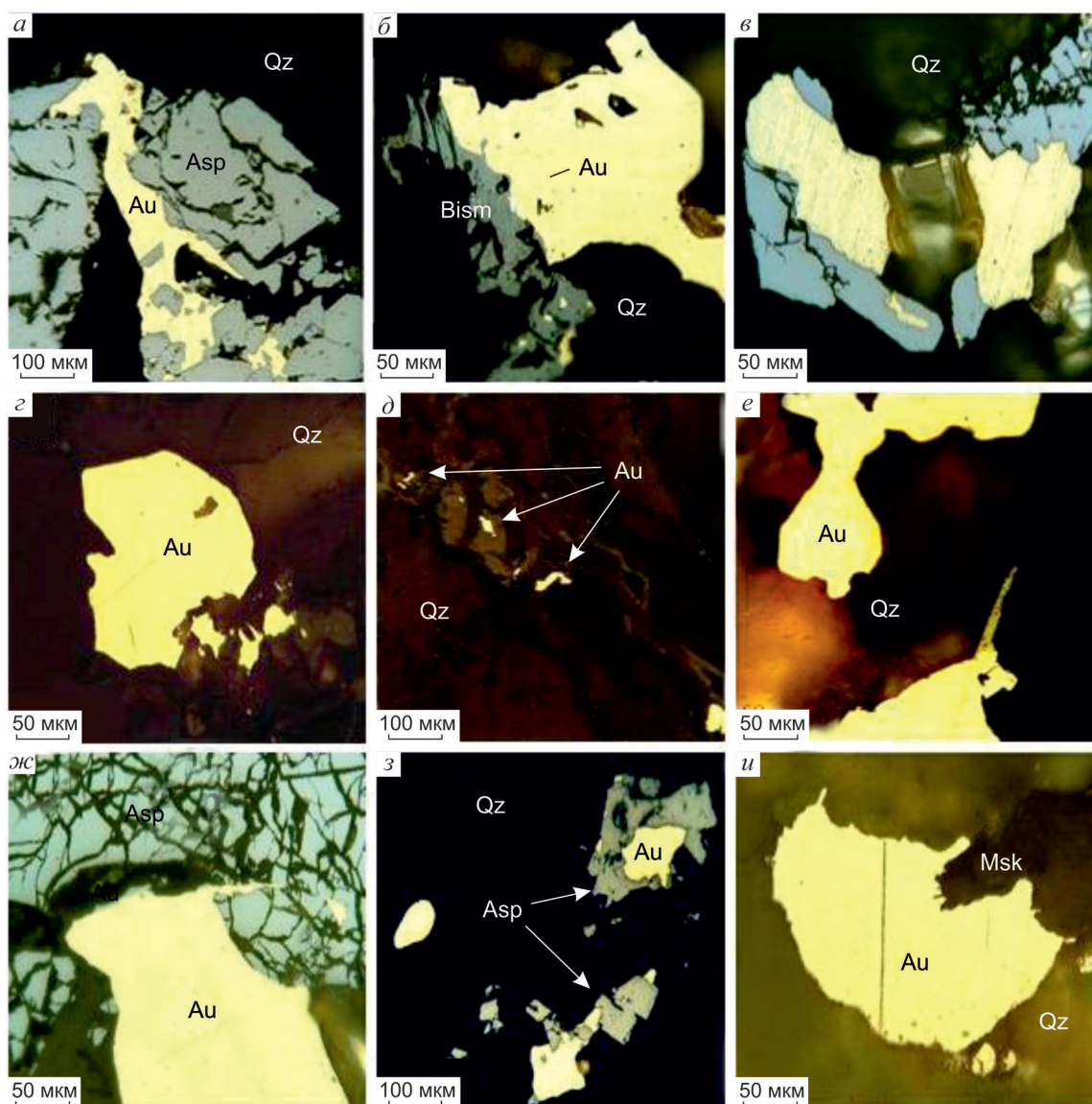


Рис. 6. Формы выделений и типы сростаний самородного золота месторождения Озёрное:

сростания самородного золота с арсенопиритом (а, в), висмутином (б), кварцем и мусковитом (и); выделения гипидиоморфное в кварце (z, e), мелкого золота в кварце (д), ксеноморфное в катаклазированном арсенопирите, золото заполняет трещинку в арсенопирите (ж); включение золота в арсенопирите (з)

идентифицированы два типа первичных ФВ, отличающихся по фазовому составу: L-тип, газо-жидкие и LC-тип, содержащие фазы водного раствора и газообразной CO_2 . Объёмная доля CO_2 во включениях LC-типа составляет примерно 40–60% (рис. 8). Наиболее распространены ФВ LC-типа. Результаты исследований приведены в табл. 3.

Температурный интервал гомогенизации ФВ 296–142°C при средней температуре 243°C, что

довольно близко к температурам формирования руд месторождения Каральвеем ($T_{\text{гом.}}=310\text{--}181^\circ\text{C}$, средняя $T_{\text{гом.}}=256^\circ\text{C}$) [8, 11]. Флюидные включения LC-типа полностью гомогенизируются при температуре 296–251°C, L-типа – 144–142°C. Распределение температур гомогенизации имеет бимодальный характер с пиками 270–280 и 144°C. Измерение температур эвтектики ($T_{\text{эвт.}}=-30\text{...}-23,3^\circ\text{C}$) определило в растворах, заключённых в ФВ, присутствие хлоридов Na, K и

3. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце золото-сульфидно-кварцевой жильной зоны 52 месторождения Озёрное*

Типы ФВ	Температура фазовых переходов, °С						С солей, мас. % экв. NaCl	Плотность CO ₂ , г/см ³
	T _{гом. (Ж-Г)}	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{пл. ГГ}	T _{пл. CO₂}	T _{гом. CO₂}		
LC (n=11)	296...251	-30...-23,3	-3...-9,4	9,1	-58,9...-57,8	20...26 (Г)	1,84	0,19...0,23
L (n=9)	144...142	-27	-1,6...-0,9	н	н	н	2,74...1,57	н

* Каждая строка характеризует группу включений с близкими РТХ-параметрами, присутствующих в одном или нескольких образцах; н – соответствующий фазовый переход отсутствует или неясно выражен; LC – углекислотно-водные, L – двухфазовые газовой-жидкие; Г – гомогенизация углекислоты в газовую фазу; n – число изученных индивидуальных флюидных включений.

Минералы	ЭТАП			
	Контактово-метаморфический	Гидротермально-метасоматический	Пострудное внедрение даек диоритов	Гипергенный
Андалузит	=====			
Кордиерит	=====			
Бiotит	=====			
Тремолит	=====			
Актинолит	=====			
Кварц		=====		
Хлорит		=====		
Мусковит		=====		
Апатит		=====		
Фуксит		=====		
Альбит			=====	
Карбонат			=====	=====
Гематит		=====		
Гр. пирротина-макинавита	=====		=====	
Пирит	=====		=====	
Арсенопирит		=====		
Галенит		=====		
Сфалерит		=====	=====	
Халькопирит		=====		
Золото самородное			=====	
Герсдорфит		=====		
Гр. буланжерита-джермонита			=====	
Антимонит			=====	
Молибденит		=====		
Гидроксиды Fe				=====
Скородит				=====
Пирролюзит				=====
Англезит				=====
Азурит				=====
Температуры образования по минералам-индикаторам и гомогенизации флюидных включений	Не ниже 400°С (андалузит, кордиерит, актинолит)	296–142°С (гомогенизация ФВ в кварце)	200–220°С (герсдорфит)	+10–30°С (температура окружающей среды)

Рис. 7. Парагенетическая схема последовательности образования минералов месторождения Озёрное:

толщина линий соответствует степени распространённости минерала; Гр. – группа

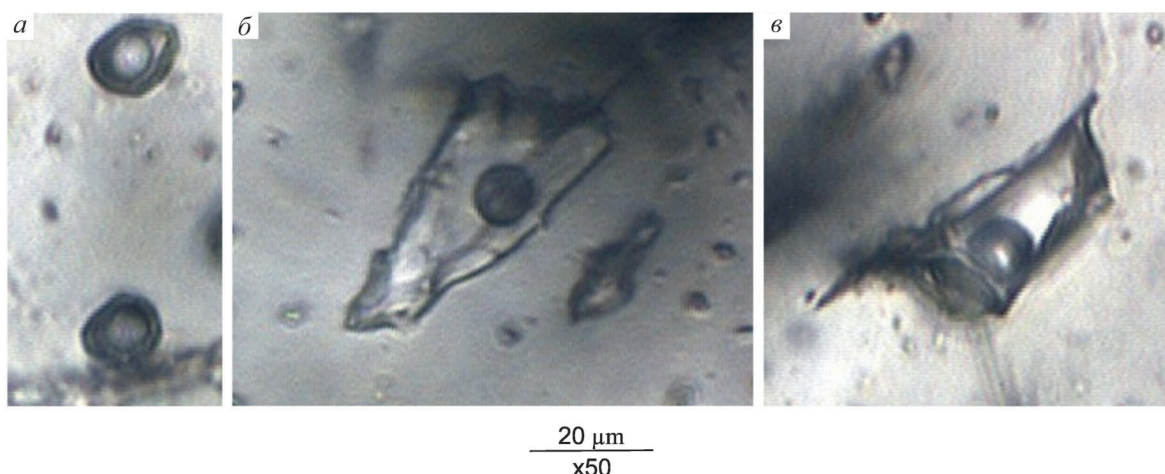


Рис. 8. Типы флюидных включений в кварце из жилы 52 месторождения Озёрное:

а – LC-тип (водно-солевой раствор+газообразная CO_2): $T_{\text{гом.}}=274^\circ\text{C}$, $T_{\text{гом. CO}_2}=23,7^\circ\text{C}$, $T_{\text{пл. CO}_2}=-57,8^\circ\text{C}$; *б, в* – L-тип (водно-солевой раствор): *б* – $T_{\text{гом.}}=144^\circ\text{C}$, $T_{\text{эвт.}}=-27,7^\circ\text{C}$, C 2,74 мас. % экв. NaCl, *в* – $T_{\text{гом.}}=142^\circ\text{C}$, $T_{\text{эвт.}}=-27,8^\circ\text{C}$, C 1,57 мас. % экв. NaCl

Mg. Это сопоставимо с криометрическими характеристиками первичных ФВ в золотоносном кварце месторождения Каральвеем ($T_{\text{эвт.}}=-21...-37^\circ\text{C}$), подтверждёнными анализом водных вытяжек, выявившем следующий состав: (0,87Na, 0,07K, 0,03Mg, 0,03Ca)/(0,03Cl, 0,06 SO_4 , 0,91 HCO_3) [9].

Концентрации растворов, оценённые по температурам плавления последнего кристаллика льда ($T_{\text{пл. льда}}$) и плавления газгидратов ($T_{\text{пл. гг}}$), стабильны и охватывают интервал от 2,74 до 1,57 мас. % экв. NaCl (см. табл. 3), что не значительно, но ниже, чем в ФВ в кварце месторождения Каральвеем (C 2,35–5,86 мас. % экв. NaCl) и, возможно, связано с большим разбавлением гидротермального флюида. Углекислота, содержащаяся в ФВ LC-типа, гомогенизируется в жидкость при температурах от 20 до 26 $^\circ\text{C}$, имеет плотность 0,19–0,23 г/см 3 . Плавление углекислоты происходит в интервале температур от -58,9 до -57,8 $^\circ\text{C}$, что говорит о присутствии примеси низкокипящих газов, также выявленных химическим анализом газовой фазы ФВ в рудном кварце месторождения Каральвеем [8]: CO_2 74,2, N_2 19,1, CH_4 1,1, H_2 5,6%.

Изученные руды месторождения Озёрное представлены тремя минеральными комплексами: I – *продуктивный* – включает: молибденит → пирротин+халькопирит+пирит+Co-Ni герсдорфит+арсенопирит → галенит+сфалерит → Pb, Sb, Bi сульфосоли → самородное золото, связан

с гранитоидами и предрудными дайками лампрофиров; II – *постпродуктивный* – пирротин+пирит+халькопирит, связан с пострудными дайками диоритов; III – *гипергенный* – преимущественно гидроксиды Fe+скородит. Золотое оруденение сосредоточено в кварцевых жилах и прожилках. Главный промышленный компонент руд – самородное золото, образующее легкоизвлекаемые свободные формы сростаний с кварцем и катаклазированным арсенопиритом. Крупность золота по отобраным пробам колеблется от 0,05 до 1 мм с преобладанием фракции 0,1–0,5 мм, составляющей 75% всего объёма самородного золота. Среднее значение пробности Au 835‰, максимальное 850‰. Распределение Au в жилах бонанцевое (>100 г/т) на фоне рядовых руд с содержаниями 10–15 г/т. Слабое развитие текстур катаклаза указывает на относительно спокойный характер рудоотложения. Сульфидность руд и метасоматитов не превышает 1%.

Месторождение пространственно тяготеет к экзоконтакту гранитоидного массива Пырканай и генетически тесно с ним связано. Это доказывают геохимическая специализация массива (Mo, Bi, Cr) и присутствие тех же элементов в минералах золотоносных жил – Cr-содержащей слюды фуксита, молибденита, висмутина, Bi-содержащих галенита и буланжерита. Источником золота могли быть осадочные породы триаса,

4. Сравнительный анализ месторождений золото-кварцевой формации Каральвеемского рудного узла

Характеристика месторождений	Озёрное	Каральвеем	Кекура
Пространственное положение по отношению к интрузиву	Околоинтрузивное	Надынтрузивное	Внутриинтрузивное
Вмещающие породы	Осадочные породы верхнего триаса: нижней и верхней толщ карнийского яруса, 230–216 млн лет	Габбродиабазы позднего триаса, изотопный возраст которых 231 млн лет (Rb-Sr анализ)	Гранитоиды массива Кекура? (112–109 млн лет)
Возраст оруденения	105–107 млн лет	104–123 млн лет	Нет данных
Тип метасоматитов	Кварц-гидрослюдистые	Кварц-хлорит-гидрослюдистые	Кварц-гидрослюдистые
Тип рудных тел	Жильно-прожилковый	Жильный и зоны вкрапленного оруденения	Жильно-прожилковый
Малые интрузии (дайки)	Предрудные лампрофиры, пострудные диориты	Дорудные или синрудные гранодиорит-порфиры, пострудные риолиты	Предрудные лампрофиры
Геохимическая специализация	Au, Ag, Sb, Mo, W, Bi	Au, Ag, Mo, W, Be, Bi	Au, Ag, Mo, W, Bi, Te
Минеральные парагенезисы	Золото-кварц-арсенопиритовый, золото-Bi галенит-Bi буланжерит-антимонитовый, пирротин-пирит-герсдорфитовый	Золото-кварц-арсенопиритовый, золото-галенит-самородный Bi, золото-пирит-арсенопиритовый	Золото-кварц-арсенопиритовый, золото-кварц-теллуридно-висмутитовый
Типы ФВ	LC, L	LC, L	LC, L
$T_{гом.}, ^\circ C$	296...142	310...181	290...230
$T_{звт.}, ^\circ C$	-30...-23,3	-37...-21	-12,5...-7
Солёность растворов, мас. % экв. NaCl	2,74...1,57	2,35...5,86	9,7...3,7
$T_{пл. CO_2}, ^\circ C$	-58,9...-57,8	-59,2...-57,7	-58...-56

Примечание. В таблице использованы данные авторов, а также [7, 11–13, 21].

прорванные гранитоидной интрузией, что не противоречит построениям [4] о мобилизации металла из осадочных пород, особенно «чёрных» глинистых сланцев, обогащённых органическим веществом, под воздействием процессов регионального или контактового метаморфизма. Мобилизация вещества в гранитоиды массива из верхнетриасовых осадков подтверждается и высокой насыщенностью гранитоидов акцессорным апатитом (до 0,5–1,0%) и коррелирует с высокой фосфоритонностью триасовых осадочных пород. На связь оруденения с гранитоидами массива указывают и его жильные производные – постгранитные (предрудные) дайки лампрофиров, которые

рассекаются продуктивными жилами кварца (см. рис. 3, а–г). Подобные дайки выявлены и на месторождении Кекура, локализованном в многофазном гранитоидном массиве. Им придают особое значение Н.Н.Шатагин и А.Д.Чернова [21], считая своего рода «промежуточными коллекторами» накопления золота. По их мнению, на завершающей стадии магматического этапа такие дайки сначала накапливают, а при снижении температур отдают расплывенное в них золото, выпадающее в осадок в виде укрупнённых золотин совместно с кварцем. Это подтверждается на месторождении Озёрное, где на участках пересечения жил с дорудными дайками лампрофиров возникают бо-

нанцы с содержаниями Au до 857,9 г/т (жила 52).

Признаки связи золото-кварцевого оруденения в Анюйской складчатой зоне с гранитоидными интрузиями можно обнаружить не только на месторождении Озёрное, но и на объектах Каральвеем и Кекура (табл. 4). Главный признак – наличие сквозных для руд всех месторождений индикаторных элементов Bi , Mo , W , однако различное пространственное положение месторождений по отношению к интрузивам обуславливает их минералого-геохимическую специфику. В приподнятом блоке пород на более высоком гипсометрическом уровне (около-интрузивное месторождение Озёрное) в рудах в заметных количествах появляются минералы Sb – антимонит и $Pb-Sb$ сульфосоли и отмечаются относительно пониженные температуры гомогенизации (296–142°C). В опущенном блоке (надынтрузивное месторождение Каральвеем) интенсивнее проявлен вольфрам и появляется бериллий, интервал температур гомогенизации возрастает (310–181°C). Непосредственно в теле интрузива (Кекура) наряду с висмутом установлен теллур, температура рудообразования более стабильна (см. табл. 4).

Важное значение имеет возраст оруденения, определённый в результате проведённых исследований. Рудная минерализация на месторождении Озёрное по геологическим данным и текстурному анализу формировалась в период между двумя интрузивными событиями – после внедрения даек лампрофиров и до внедрения даек диоритов. Это время устанавливается также с высокой степенью достоверности по изотопной датировке пород дайкового комплекса 105–107 млн лет, $U-Pb$ (SHRIMP)-датированию [12] и сопоставимо с возрастом золотого оруденения на объекте Каральвеем, но с меньшим разбросом – 104–123 млн лет ($K-Ar$) по мусковиту [7].

Проведённые термо- и криометрические исследования позволяют говорить о формировании жильного кварца месторождения Озёрное в сравнительно спокойных условиях в полуоткрытой системе [15] из низкоконцентрированного гидротермального флюида, насыщенного углекислотой, низкокипящими газами, ионами Na , K и Mg , при температурной регрессии от 296 до 142°C и давлении <1 Кбар. Сопоставление полученных характеристик условий формирова-

ния продуктивного кварца (жила 52) месторождения Озёрное с аналогичными параметрами образования рудных тел объекта Каральвеем (см. табл. 4) выявило сходство составов рудообразующих гидротермальных флюидов, что предполагает их единый источник, но указывает на различия динамических обстановок.

В целом оруденение месторождений Озёрное, Каральвеем и Кекура мало отличается. Основные минералы в рудах – арсенопирит, галенит, сфалерит, самородное золото. Кроме того, довольно отчётливо проявлен спектр минералов, подчёркивающих связь оруденения с гранитоидным магматизмом: висмутин, молибденит, висмутистый галенит, Bi -содержащие $Pb-Sb$ сульфосоли. Приподнятое положение блока и слабый эрозионный срез золотого оруденения маркируются широким развитием минералов сурьмы. Самородное золото имеет пробность 835‰, содержание Au в рудах от первых грамм до 850 г/т.

В Анюйской складчатой зоне по аналогии с оруденением месторождения Кекура, которое локализовано непосредственно в гранитоидном массиве, можно прогнозировать выявление золото-кварцевого (золото-редкометального) оруденения и в Пырканийском интрузиве. Учитывая развитие прерудных даек лампрофиров, наличие антимонита и $Pb-Sb$ сульфосолей, можно считать, что на месторождении Озёрное верхнерудный уровень золотого оруденения, и предполагать его значительный вертикальный размах.

Авторы выражают благодарность главному геологу предприятия «Рудник Каральвеем» В.В.Гаштольду за оказанное содействие в полевых исследованиях в 2012 г.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФ, проект № 14-17-00170 и гранта ДВО РАН (программа Дальний Восток) № 15-1-2-038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктические ресурсы золота в глобальной перспективе / Н.С.Бортников, К.В.Лобанов, А.В.Волков и др. // Арктика: экология и экономика. 2014. № 4 (16). С. 28–37.
2. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

3. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. – М.: ИГЕМ РАН; Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006.
4. Ворошин С.В., Мельник В.Г., Тюкова Е.Э. Региональный баланс золота при прогрессивном метаморфизме в терригенных толщах Верхне-Колымского региона // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 2. Рудная минерализация и петрогенезис (Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сентября 1997 г.). Магадан, 2000. С. 175–186.
5. Геология СССР. Т. 30. Кн. 1. / Гл. ред. А.В.Сидоренко. – М.: Недра, 1970.
6. Гончаров В.И. Флюидный режим формирования золотого оруденения в складчатых комплексах Северо-Востока России // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 2. Рудная минерализация и петрогенезис (Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сентября 1997 г.). Магадан, 2000. С. 80–106.
7. Давиденко Н.М. Абсолютный геологический возраст золотого оруденения территории мезозойского Мало-Аньюйского бассейна (Западная Чукотка) // Геология и геофизика. 1969. № 7. С. 125–127.
8. Давиденко Н.М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Аньюйского района Западной Чукотки. – Новосибирск: Наука, 1975.
9. Двуреченская С.С., Кряжев С.Г., Нурғалиев Г.Н., Елманов А.А. Минералогические особенности золоторудного месторождения Кекура (Чукотка) // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России (Мат-лы годичной сессии Российского минералогического общества). М., 2007. С. 92–93.
10. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. – М.: Недра, 1979.
11. Золоторудное месторождение Каральвеем: новые данные о геологии, минералогии и условиях формирования / Н.А.Горячев, В.В.Гаштольд, Н.Е.Савва и др. // Мат-лы Всерос. науч. конф. (Магадан, 26–28 ноября 2013 г.). Магадан, 2013. С. 94–96.
12. Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л., Торо Дж. О возрасте гранитных интрузий Аньюйско-Чукотской складчатой системы // ДАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 219–222.
13. Кряжев С.Г., Двуреченская С.С., Уютов В.И. Формирование золоторудного месторождения Кекура // Мат-лы Всерос. конф. (с междунар. участием), посвящённой 100-летию Н.А.Шило, «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений». М., 2013. С. 89.
14. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. – М.: Акад. Проект, 2008.
15. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. – Новосибирск: Наука. Сибирская издат. фирма РАН, 2000.
16. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. – М.: Мир, 1987.
17. Садовский А.И., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР 1:200 000. Сер. Аньюйская-Чаунская. Лист R-58-XXVIII. – Л.: ВСЕГЕИ, 1970.
18. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Летунов С.П., Прокофьев В.Ю. Флюидный режим процесса рудообразования Балеийской золоторудно-магматической системы (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1413–1422.
19. Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) / А.А.Оболенский, Л.В.Гущина, Г.С.Анисимова и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 373–392.
20. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского (Якутия) и Аргунского (Забайкалье) супертеррейнов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 849–862.
21. Шатагин Н.Н., Чернова А.Д. Температурный режим формирования кварц-золоторудного месторождения Кекура (Восточная Чукотка) // Тез. XV Всерос. конф. по термобарогеохимии. М., 2012. С. 92–93.
22. Bodnar R.J. Reequilibration of fluid inclusions // Fluid inclusions: Analysis and interpretation. 2003. Vol. 32. P. 213–230.
23. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.
24. Brown P.E. FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusions da-

- ta // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. № 11–12. P. 1390–1393.
25. *Brown P.E., Lamb W.M.* P-V-T properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: New graphical presentations and implications for fluid inclusions studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. Vol. 53. № 6. P. 1209–1221.
26. *Darling R.S.* An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H_2O - CO_2 -NaCl fluid inclusions: Implications for P-T isochore location // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. Vol. 55. № 12. P. 3869–3871.
27. *Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $40Ar/39Ar$ and trace element geochemistry / P.W.Layer, R.Newberry, K.Fujita et al.* // *Geology*. 2001. № 9. P. 167–170.

Савва Наталья Евгеньевна,
доктор геолого-минералогических наук
savva@neisri.ru

Колова Елена Евгеньевна,
кандидат геолого-минералогических наук
kolova@neisri.ru

MINERALOGY AND FORMATION CONDITIONS OF THE OZYORNOYE GOLD DEPOSIT, KARALVEEMSKY ORE CLUSTER, CHUKOTKA

N.E.Savva,
E.E.Kolova

The Ozyornoye gold deposit is found to be related to Pырkanai Intrusion. High Mo, Bi, Sb, Cr, Ni and Co contents of its ore are reported. It has two mineral assemblages: native gold-arsenopyrite-pyrite-galena-sphalerite with Bi minerals and molybdenite, and pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite-cobaltite-gersdorffite. It was found that homogenization temperatures of fluid inclusions (FI) are bimodal by their character and have peaks of 270–280 and 144°C, low concentrations of solutions are contained in FI, Na, K and Mg chlorides are present in solutions. A comparative study of Ozyornoye, Karalveem and Kekura Au-quartz deposits, which differ by their spatial relationships to granitoid intrusions within the district, is made.

Key words: gold mineralization, Ni, Co, Bi minerals, formation conditions, magmatism/mineralization relationship.



30 мая 2016 г. исполнилось 75 лет заместителю заведующего отделом научно-методического сопровождения геологоразведочных работ ЦНИГРИ **Дубовой Тамаре Алексеевне**.

Т.А.Дубова трудится в ЦНИГРИ с 1984 г. До прихода в институт в течение многих лет работала в геофизических партиях и экспедициях в разных регионах Советского Союза: на Алтае, в Приморье, Примагаданье, Хабаровском крае, на Тимане. Приобрела огромный опыт работы с людьми, способствующий решению задач, возникающих при подготовке и проведении полевых исследований, созданию условий для успешной деятельности геологов. Придя в ЦНИГРИ, Тамара Алексеевна использовала этот опыт, выполняя в отделе геологии золота Юга СССР работы по геофизическому обеспечению поисковых и разведочных работ в Якутии, Средней Азии, Примагаданье, Казахстане.

Будучи заместителем заведующего отделом научно-методического сопровождения ГРР, обеспечивает выполнение заданий Роснедра по выбору перспективных объектов для включения в текущие программы геологоразведочных работ, созданию научно-методических основ воспроизводства минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых Российской Федерации. Кроме того, контролирует организацию и проведение полевых работ отдела в различных регионах России (Алтайский край, Чукотка, Енисейский край, Хакасия и др.).

Т.А.Дубова пользуется заслуженным уважением коллег. Она охотно делится с молодыми сотрудниками института своим опытом организаторской работы, умением разрешать сложные производственные вопросы.

За многолетнюю и плодотворную работу награждена медалью «Ветеран труда», знаком «Отличник разведки недр», почётными грамотами Министерства природных ресурсов России, ЦНИГРИ.

Поздравляем Тамару Алексеевну Дубову с юбилеем, желаем крепкого здоровья, благополучия, успехов в труде.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



25 июня 2016 г. исполнилось 70 лет ведущему научному сотруднику отдела цветных металлов, заведующей музеем ЦНИГРИ **Кузнецовой Татьяне Петровне**.

В 1969 г. Т.П.Кузнецова с отличием окончила МГУ по специальности геолог-геохимик и была направлена на работу в ЦНИГРИ. В 1978 г. защитила диссертацию на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук по теме «Минеральный состав и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения».

Т.П.Кузнецова – высококвалифицированный специалист в области геологии, минералогии и методики поисков месторождений цветных металлов. Особенно большой опыт накоплен ею в части изучения колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений ряда регионов России (Забайкалья, Северного Прибайкалья, Енисейского края и др). Результаты её исследований вошли в методические ре-

комендации по комплексированию работ на колчеданно-полиметаллическое оруденение в породах докембрия.

В различные годы участвовала в подготовке и утверждении запасов в ГКЗ по ряду крупнейших месторождений Российской Федерации, изучала вещественный состав руд, разрабатывала минералогические критерии поисков полиметаллических месторождений отдельных регионов России.

В музее ЦНИГРИ «Руды благородных, цветных металлов и алмазов» Татьяна Петровна занимается систематизацией коллекции, её пополнением и изучением, организацией экспозиций и научно-методической деятельности, оказывает консультативную помощь аспирантам института в изучении вещественного состава руд, проводит экскурсии для сотрудников института и других организаций.

Т.П.Кузнецова выполняет большую научную и научно-организационную работу, является членом международной группы по исследованию и сохранению минерального разнообразия Земли («Софийская инициатива 2000»), участвует в проведении геологических олимпиад РОСГЕО для учащихся общеобразовательных школ.

Т.П.Кузнецова неоднократно вносила свой вклад в подготовку проектных предложений для Перечня объектов государственного заказа Федерального агентства по недропользованию по воспроизводству минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых. Ею опубликовано более 80 научных трудов. Результаты работ докладывались на международных и региональных научно-практических конференциях, симпозиумах, публиковались в отечественных и зарубежных журналах.

За высокий профессионализм, успехи в научной деятельности Т.П.Кузнецова награждена Почётной грамотой МПР РФ, знаком «Отличник разведки недр», медалью «Ветеран труда», почётными грамотами ЦНИГРИ.

Поздравляем Татьяну Петровну Кузнецову с юбилеем, желаем крепкого здоровья, счастья, творческих успехов, благополучия.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*