

РУДЫ **и** **МЕТАЛЛЫ**



научно-технический журнал

4
2019

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

№ 4 октябрь – декабрь 2019

Учредитель

ФГБУ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов Роснедра Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации

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 учёной степени доктора и кандидата наук»

Москва ЦНИГРИ 2019

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Иванов Анатолий Иннокентьевич

главный редактор
доктор геолого-минералогических наук,
научный руководитель ЦНИГРИ

Черных Александр Иванович

зам. главного редактора
кандидат геолого-минералогических наук,
генеральный директор ЦНИГРИ

Жаркова Вера Сергеевна

зам. главного редактора
заведующая редакционно-издательской группой ЦНИГРИ

Вартанян Сергей Серопович

кандидат геолого-минералогических наук,
член Учёного совета ЦНИГРИ

Волчков Алексей Гордеевич

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий научно-методическим отделением ЦНИГРИ

Голубев Юрий Конкордьевич

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом алмазов ЦНИГРИ

Горячев Николай Анатольевич

доктор геолого-минералогических наук, член-корр. РАН,
главный научный сотрудник Северо-Восточного Комплексного научно-исследовательского института (СВКНИИ) ДВО РАН

Звездов Вадим Станиславович

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом металлогении ЦНИГРИ

Кременецкий Александр Александрович

доктор геолого-минералогических наук,
советник генерального директора Института минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ)

Кряжев Сергей Гаврилович

доктор геолого-минералогических наук,
заведующий отделом минералогии
и изотопной геохимии ЦНИГРИ

Кузнецов Владимир Вениаминович

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом цветных металлов ЦНИГРИ

Наумов Евгений Анатольевич

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом благородных металлов ЦНИГРИ

Похиленко Николай Петрович

доктор геолого-минералогических наук, академик РАН,
главный научный сотрудник Института геологии и минералогии
им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН

Проскурнин Василий Фёдорович

доктор геолого-минералогических наук,
заведующий отделом Всероссийского научно-исследовательского
геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

Седельникова Галина Васильевна

доктор технических наук,
директор геолого-технологического центра АО «Росгео»

Толстов Александр Васильевич

доктор геолого-минералогических наук,
директор Научно-исследовательского
геологического предприятия (НИГП) АК «АЛРОСА» (ПАО)

Фридовский Валерий Юрьевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
директор Института геологии алмаза
и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН



СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА,
ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Зималина В. Я., Хамроев И. О.,
Рахмонова Н. Б.**

Особенности геологического строения,
достоверность разведки и подсчёта запасов
золоторудного месторождения Чармитан

04

PROGNOSIS, PROSPECTING
AND EXPLORATION: TECHNIQUES
AND METHODS

**Zimalina V. Ya., Khamroyev I. O.,
Rakhmonova N. B.**

Charmitan gold deposit: geological
structure features, exploration
and reserve estimation reliability

Симаков С. К., Стегницкий Ю. Б.
Петрологические критерии оценки
потенциальной алмазности
кимберлитов, выделенные на основе
термооксибарометрии

11

Simakov S. K., Stegnitsky Yu. B.

Petrological evaluation criteria
of kimberlite diamond potential identified
on the basis of thermoxide barometry

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Конкин В. Д., Галямов А. Л.,
Донец А. И., Окулов А. В.**

Стратиграфические уровни локализации
золоторудных и свинцово-цинковых
месторождений Енисейской
и Ленской провинций

17

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

**Konkin V. D., Galyamov A. L.,
Donets A. I., Okulov A. V.**

Stratigraphic localization levels
of gold and lead-zinc deposits,
Yenisey and Lena provinces

Несис В. Н., Мотов А. П., Бутняков А. В.
Вертикальная геохимическая
зональность окисленных руд
золоторудных месторождений
Анна и Шиловское, Центральный Урал

34

Nesis V. N., Motov A. P., Butnyakov A. V.

Vertical geochemical zoning of oxide
ores from Anna and Shilovskoye gold
deposits, Central Urals



ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД

**Лисковая Л. В., Старкова Т. С.,
Аминов А. В., Монхоров Р. В.**
Серпентин-карбонатная ассоциация
основной массы кимберлитов Якутии

46

COMPOSITION AND PROPERTIES
OF ROCKS AND ORES

**Liskovaya L. V., Starkova T. S.,
Aminov A. V., Monkhorov R. V.**
Serpentine-carbonate association
of kimberlite matrix, Yakutia

Парада С. Г.

О литогенной природе золотоносной
минерализации в докембрийских псефитах
Ростовского выступа Украинского щита

53

Parada S. G.

Lithogenic nature of gold-bearing
mineralization in pre-cambrian psephites
of the Rostov ledge, Ukrainian shield

ДИСКУССИИ

Минина О. В.

Роль палеокарста в локализации
золоторудных тел Лебединского
рудного узла, Якутия

58

DISCUSSION

Minina O. V.

Paleokarst role in Lebedinsky ore cluster
gold orebodies localization, Yakutia

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

Двуреченскую С. С.
Минину О. В.

75

OUR CONGRATULATIONS

Dvurechenskaya S. S.
Minina O. V.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

Памяти ветерана ЦНИГРИ
А. Д. Петровского
(к 90-летию со дня рождения)

77

PAGES OF HISTORY

In memory of A. D. Petrovsky,
TsNIGRI veteran (90th anniversary)

Список статей, опубликованных
в журнале «Руды и металлы» в 2019 г.

79

«Ores and Metals»
list of publications 2019



ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ДОСТОВЕРНОСТЬ РАЗВЕДКИ И ПОДСЧЁТА ЗАПАСОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧАРМИТАН

Рассмотрены причины неподтверждения запасов по отдельным подсчётным блокам рудных тел золоторудного месторождения Чармитан. Показаны высокая степень детальной разведки и её удовлетворительная достоверность.

Ключевые слова: подтверждаемость, запасы, достоверность, эксплуатационное опробование, эксплуатация, подсчётные блоки, рудные тела.

Месторождение Чармитан расположено на территории Кошрабадского района Самаркандской области в 70 км к северо-западу от ближайшей железнодорожной станции Богарное и 120 км от Самарканда. Первые сведения о наличии золота в юго-восточной части Кошрабадского интрузива относятся к 1953 г. и приводятся в работах И. Х. Хамрабаева. Им же впервые для Нуратинских гор выделена золото-арсенипиритовая формация [2]. Лишь в 1966 г. геологами Зарафшанской ГРЭ И. Х. Тилляевым и Г. П. Юртаевым в первый год работы Чармитанской партии было выявлено рудное тело № 2 и вскрыта канавами сеть маломощных кварцевых жил с высоким содержанием золота. В 1968 г. В. А. Хреновым рудопроявлению Чармитан присвоен статус месторождения. В 1973 г. ГКЗ СССР утвердила промышленные кондиции месторождения. В 1976 г. был осуществлён первый подсчёт запасов, утверждённый ГКЗ СССР. В 1985 г. произведён полный пересчёт запасов за все годы разведки, утверждённый ГКЗ. Разработка месторождения начата в 1978 г. открытым, а с 1990 г. подземным способом и продолжается до настоящего времени.

Месторождение размещается в южном крыле Северо-Нуратинского антиклинория, который является составной частью Зарафшан-Туркестанской структурно-формационной зоны Южно-Тянь-Шаньского герцинского складчатого пояса. Сложено интрузивными, осадочно-вулканогенными породами раннего палеозоя и рыхлыми отложениями кайнозоя. Месторождение сформировано в терригенных породах джазбулакской свиты мощностью 197 м, состоящей из алевролитов, кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых и углисто-глинистых сланцев, кварцевых песчаников, известняков, прослоев туфов (рисунок) [1].

Породы джазбулакской свиты смяты в сложные складки и прованы Кошрабадским интрузивом. Наиболее распространены в районе гранитоидные породы Кошрабадского интрузивного массива, представленные двумя фазами. Первая – сиениты, габбро-сиениты, габброэссекситы, вторая – граносиениты, гранит-порфиры, пегматоидные граниты, дайки аплитов и гранит-аплитов.

Зималина Валентина Яковлевна

доктор геолого-минералогических наук,
профессор
главный научный сотрудник¹
okhunov.8383@mail.ru

Хамроев Илхом Эрзиевич

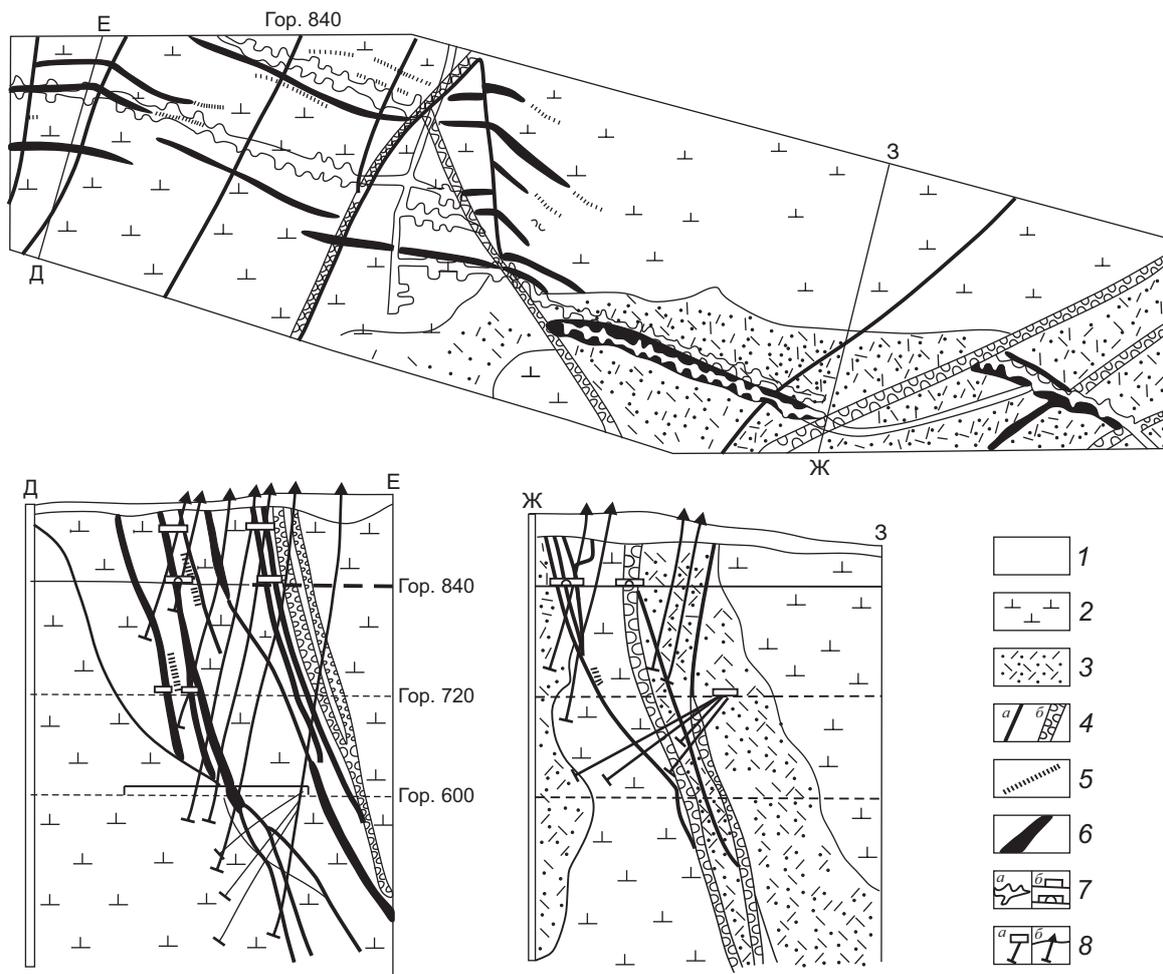
кандидат геолого-минералогических наук
заместитель главного геолога²
okhunov.8383@mail.ru

Рахмонова Нафиса Бахромовна

инженер-геолог¹
rakhmanovanafisa1989@gmail.com

¹ ГП «Институт минеральных ресурсов»
Госкомгеологии РУз,
г. Ташкент (Узбекистан)

² ГП Навоийский
горно-металлургический комбинат,
г. Навои (Узбекистан)



МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧАРМИТАН. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПЛАН ГОРИЗОНТА 840 м [1]:

1 – четвертичные отложения; 2 – граносиениты Кошрабадского комплекса; 3 – песчаники, алевролиты, сланцы, туфы джазбулакской свиты; 4 – разломы (а), зона дробления (б); 5 – кварцевые жилы; б – золоторудные тела; 7 – горные выработки на плане (а), разрезе (б); 8 – буровые скважины подземные (а), наземные (б)

Интрузивные образования на площади месторождения представлены биотит-амфиболовыми граносиенитами. Структурный контроль месторождения определяется пересечением крупных разломов субширотного и северо-восточного простирания. В формировании структуры решающая роль принадлежит разрывной тектонике. Караулхана-Чармитанская зона разломов являлась рудоконтролирующей структурой, а разрывы (сколы) запад-северо-западной ориентировки – рудовмещающими. Широко развиты также разрывы в форме «конского хвоста», веерообразно расходящиеся швы с крутыми углами падения (80–90°) на северо-запад и юго-восток, которыми площадь месторождения разделена на отдельные блоки. Кроме того,

отмечаются субмеридиональные разломы с крутыми углами падения на запад или восток.

Промышленные рудные тела по морфологии подразделяются на три типа: жильные (резко преобладают), линейные штокверки, плитообразные минерализованные залежи. Жилы и жильные зоны в граносиенитах по простиранию и падению отличает выдержанность параметров. Особенности рудных жил в граносиенитах – невысокие концентрации сульфидов и повышенная роль шеелита. По падению кварцевые жилы переходят в системы линейных штокверков мощностью до десятков метров, образуя единые штокверково-жильные системы. Локализация таких тел носит многоярусный характер. Скопления штокверково-жильных обра-

зований приурочены к отдельным звеньям флексуобразных перегибов в минерализованной зоне по падению. С удалением от контакта интрузива на восток до 3 км оруденение локализуется в морфологически сложных коротких кварцевых жилах, сопровождающихся скоплением прожилков.

Промышленные рудные тела, представленные жилами, имеют среднюю длину по простиранию 1200 м, мощность 1–3 м; содержание золота в рудах ~ 10 г/т. Отдельные тела прослеживаются до глубины 1050 м. Они размещаются параллельно относительно друг друга, иногда кулисообразно, часто ветвятся и соединяются, круто падают на север и северо-восток (70–80°). В пределах месторождения изучены и разведаны около 50 рудных тел, которые сгруппированы в четыре пространственно сближенные системы. Рудные тела, приуроченные к экзоконтакту интрузива, имеют большие мощности, чем тела в эндоконтактовой части зоны. Рудные тела приурочены к сколовым разрывам запад-северо-западного простирания с крутым северным падением.

Околорудные изменения рудовмещающих пород представлены полевошпат-кварцевыми метасоматитами, во внешних зонах развиты березитизация, окварцевание, карбонатизация, серицитизация, пиритизация. Эти процессы преобладают на месторождении. Иногда отмечаются аргиллизитовые каолинизированные метасоматиты.

Руды месторождения по составу подразделяются на убого-, мало- и умеренносulfидные. В эндоконтакте интрузива преобладают убого- и мало-sulfидные, в экзоконтакте – умеренно-sulfидные разновидности. Степень sulfидности возрастает в восточном направлении. Руды локализуются в виде штокверковых и штокверково-жильных тел. Основные жильные минералы – кварц (преобладает), полевые шпаты, кальцит; рудные – пирит, арсенопирит, шеелит, минералы полиsulfидной и сульфосольной групп, золото. Рудная минерализация составляет от 0,5 до 15 % объёма рудных тел.

Процесс рудообразования начинался предрудной стадией, в которую отложилась кварц-альбит-хлоритовая парагенетическая минеральная ассоциация. Предрудная стадия сменилась собственно рудной, в течение которой сформировались шеелит-золото-кварцевая, пирит-арсенопиритовая, полиsulfидная и антимонитовая минеральные ассоциации. Завершился процесс рудогенеза после-

рудной стадией с образованием кварц-кальцит-хлоритовой минеральной ассоциации. В составе последней из рудных минералов присутствует пирит. Месторождение относится к золото-кварцевому рудно-формационному типу.

В технологическом отношении руды месторождения делятся на два типа:

- золотосодержащие переходные (с небольшим содержанием серебра) технологически простые руды, могут перерабатываться по гравитационно-цианисто-сорбционной схеме;
- золото-серебряные технологически упорные руды составляют 9,1 % от общего количества запасов и пространственно тяготеют к участкам повышенной сульфидности.

Для переработки золотосодержащих руд рекомендована гравитационно-цианистая схема. Из руд с содержанием золота 10,9 г/т извлекается 93,1 %, в том числе 61,4 % – в гравитационный концентрат. Извлечение серебра по схеме – 68,8 %. Испытания по переработке чармитанских руд проводились по двум схемам – гидрометаллургической и пирометаллургической. По первой схеме извлечение золота составило 80–85 % из смеси и 97 % из гравитационного концентрата; по второй – 96 и 97 % из концентрата. Для переработки золотосодержащих малосulfидных руд оптимальной является гравитационно-цианистая схема, для золото-серебряных – гравитационно-флотационная.

Детальной разведкой¹ на месторождении Чармитан применена комбинированная горно-буровая система. Высота этажа горных работ 60–120 м. Рудные тела по простиранию прослеживаются штреками с рассечками и буровыми скважинами. Плотность опробования на горизонтах составляет 2–6 м, что вполне достаточно. По падению разведка осуществлена скважинами поверхностного и подземного бурения с заверкой восстающими. Глубокие горизонты (ниже + 600 м) разведаны скважинами. Сеть скважин неравномерная, плотность пересечений колеблется в пределах от 25–50 до 80–120 м.

Запасы руды категории C₁ в основном сосредоточены в интервалах глубин до горизонта + 600 м (~ 300 м от поверхности). Но по некоторым телам по отдельным скважинам запасы руд кат. C₁ подсчитаны до отметок + 300... + 400 м. Некоторые

¹ В настоящее время – разведка (стадийность в Узбекистане)

рудные тела прослеживаются до отметок + 200 м (> 700 м от поверхности). Как уже отмечалось, разведка запасов руд кат. С₁ на больших глубинах в настоящее время нецелесообразна.

Рудные тела на горизонтах горных работ прослежены штреками по простиранию (68 %) и редкими восстающими. Однако все восстающие пройдены не на полную высоту этажа (с горизонта на горизонт), и непрерывность оруденения отдельных блоков полностью не охарактеризована. Часть блоков опирается на два горизонта горных работ при высоте этажа 60 м при наличии скважин между этажами. Однако имеются блоки, квалифицированные авторами по кат. С₁ с высотой этажа 120 м.

Качество документации периодически проверяется путём сличения её с натурой. Отработка осуществляется открытым и подземным способами. Для уточнения контуров рудных тел и обеспечения подготовки запасов к отработке производится эксплуатационная разведка. Она осуществляется на карьерах проходкой канав через 10 м вкост простирания рудных тел, в подземных выработках проходкой восстающих, штреков, лент, рассечек и др. Канавы опробуются бороздовым способом. Эксплуатационному опробованию подвергаются фактически все горно-подготовительные и очистные выработки. В стенках восстающих, забоях рудных штреков, в очистных лентах, ортах и т. д. опробование ведётся бороздовым способом.

Достоверность бороздового и кернового опробования в достаточной степени оценена при разведке месторождения с применением экспериментальных методов (разные размеры борозд, «борозда по борозде», параллельные линии борозд и т. д.). Для оценки представительности опробования скважин А. А. Рустамовым проведены экспериментальные работы по методике С. А. Денисова на месторождении Гужумсай (аналог Чармитана) – определение избирательного истирания керна при бурении колонковых скважин [5]. При бурении отмечается как снижение содержания золота, так и его увеличение в зависимости от вмещающих пород. В целом делается вывод о применимости в подсчёте запасов выхода керна в 70 %.

Подсчёт запасов произведён методом геологических блоков на продольных вертикальных проекциях рудных тел. Объём блоков определяется как произведение площади блока на его мощность. Оконтуривание рудных тел по мощности производится на планах опробования м-ба 1:200, геоло-

гических разрезах м-ба 1:500, в их проекциях на вертикальную плоскость – в м-бе 1:500. К запасам руд кат. С₁ отнесены участки рудных тел, разведанные по сети горных выработок (10–20) x 60 м. Запасы кат. С₁ подтверждены также горизонтами горных работ при наличии единичных сечений, колонковых скважин, подтверждающих промышленное оруденение на величину экстраполяции. Блокировка запасов с учётом крутого залегания рудных тел осуществлена в проекциях на вертикальную плоскость.

Средние количества рудных тел в сечениях и блоках определялись способом средневзвешенного: в сечениях они умножались на длину пробы, по горизонтам – на мощность рудного интервала. Средние мощности рудных тел определялись как среднеарифметические.

Авторами в рамках договора Навоийского горно-металлургического комбината с сектором методики разведки Института минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз сопоставлены результаты разведки и эксплуатации на месторождении Чармитан для оценки достоверности проведённой разведки и подсчёта запасов. Сопоставлены данные по восьми отработанным рудным телам (83 подсчётных блока).

В первую очередь сопоставлялись геологические элементы (вмещающие породы, рудоконтролирующие структуры, морфология рудных тел и др.) на стадии разведки и разработки. Как правило, эти элементы подтверждены стадией эксплуатации. Однако внутреннее строение рудных тел (размещение золоторудной минерализации) чаще всего отличается. Это объясняется тем, что на стадии разведки по сети (10–20) x 60 м установить реальное распределение золота при III группе сложности месторождения невозможно, из-за чего чаще всего не подтверждаются содержания золота, а, следовательно, и запасы.

При эксплуатационной разведке возможны варианты как уменьшения, так и увеличения мощности. Уменьшение и связанное с ним снижение содержания металла на стадии эксплуатации происходят вследствие несоблюдения принципа оконтуривания рудных тел. Из-за весьма неравномерного характера распределения оруденения на месторождении возникают трудности при эксплуатационной разведке и добыче. Опережающая эксплуатационная разведка не проводится. Отсутствие фактических данных об истинных мощностях рудных пере-

1. ВЛИЯНИЕ РАЗМЕРОВ УЧАСТКОВ СОПОСТАВЛЕНИЯ И ГУСТОТЫ СЕТИ ЭКСПЛОРАЗВЕДКИ НА ДОСТОВЕРНОСТЬ ЗАПАСОВ

№ п/п	Площадь, м ²	Разведка		Эксплуатация		Густота сети, м	Подтверждаемость запасов золота, ± %
		Количество сечений	Площадь на одно сечение	Количество сечений	Площадь на одно сечение		
1	320	4	80,0	3	106,7	10 x 10	20,0
2	772	8	96,5	16	48,3	7 x 7	22,9
3	5548	106	52,3	229	24,2	5 x 5	-1,9
4	4405	35	125,9	102	43,2	6 x 6	4,68
5	3000	27	111,1	59	50,8	7 x 7	12,2
6	3592	24	149,7	58	61,9	9 x 9	13,7
7	2138	12	178,2	24	89,1	9 x 9	-6,37
8	1328	8	166,0	16	83,0	6 x 6	18,05
9	22 849	189	120,9	556	41,1	6 x 6	-13,6
10	6331	54	117,2	171	37,0	6 x 6	4,26
11	3108	21	148,0	69	45,0	7 x 7	-33,6
12	6634	24	276,4	124	53,5	7 x 7	-20,8
13	1480	5	296,0	3	493,3	22 x 22	-4,4
14	7015	35	200,4	114	61,5	9 x 9	2,9
15	2146	8	268,3	24	89,4	9 x 9	94,4
16	2765	10	276,5	34	81,3	12 x 12	97,6
17	21 228	97	218,8	134	158,4	9 x 9	24,2
18	11 291	47	240,2	142	79,5	11 x 11	23,4
19	14 260	39	365,6	104	137,1	8 x 8	50,8
20	6838	46	148,7	104	65,8	8 x 8	-13,0
21	3623	19	190,7	54	67,1	8 x 8	-29,06
22	5701	21	271,5	79	72,2	7 x 7	-18,3
23	4373	22	198,8	78	56,1	12 x 12	-30,8
24	21 282	86	247,5	143	148,8	8 x 8	37,8
25	943	4	235,8	9	104,8	10 x 10	111,7
26	15 642	86	181,9	239	65,4	7 x 7	-0,4
27	11 550	41	281,7	194	59,5	7 x 7	62,9
28	6626	45	147,2	120	55,2	9 x 9	-6,1
29	10 635	42	253,2	123	86,5	8 x 8	-21,3
30	21 252	90	236,1	280	75,9	7 x 7	28,9
31	2272	5	454,4	47	48,3	11 x 11	174,8
32	9310	28	332,5	75	124,1	10 x 10	-0,2
33	29 326	127	230,9	262	111,9	8 x 8	-22,5
34	4374	15	291,6	64	68,3	8 x 8	-35,7
35	10 052	54	186,1	138	72,8	8 x 8	-18,5
36	1940	6	323,3	26	74,6	8 x 8	-31,7
37	5923	24	246,8	75	79,0	8 x 8	6,4
38	3838	18	213,2	55	69,8	8 x 8	-20,5
39	18 986	53	358,2	247	76,9	8 x 8	-36,3
Блоки с забалансовыми запасами							
1	2576	2	1288	27	95,41	9 x 9	-62,6
2	4773	15	318,2	72	66,3	8 x 8	99,9

2. СОПОСТАВЛЕНИЕ ЗАПАСОВ ЗОЛОТА, УТВЕРЖДЁННЫХ ГКЗ, С ФАКТИЧЕСКИМИ ПО РУДНЫМ ТЕЛАМ (диапазон колебаний значений)

Номера рудных тел	Колебания отклонений по подсчётным блокам, %	
	Плюсовые	Минусовые
1	4,62–174,8	0,2–36,3
3	26,74–237,4	17,52–33,93
2	7,75–97,8	32,65
8	0,53–31,4	9,13–24,9
17	21,6–62,77	10,8–30,38
76	32,64	6,21–28,7
14	14,87–29,2	14,2
27	3,50–35,4	30,04–31,94

3. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОДСЧЁТНЫХ ПАРАМЕТРОВ И ЗАПАСОВ РУДЫ И МЕТАЛЛОВ ПО РУДНОМУ ТЕЛУ № 8

№ п/п	Отклонения фактических параметров от подсчётных, %						
	Мощность	Объём	Руда	Содержание, г/т		Запасы, кг	
				Au	Ag	Au	Ag
1	-	-	-	3,36	10,0	6,13	10,4
2	-2,42	-2,49	-2,49	7,37	4,2	4,7	2,62
3	-9,15	-9,15	-9,15	0	24,4	-9,15	13,01
4	-12,2	-12,2	-12,2	-14,4	4,0	-24,9	-8,50
5	8,0	8,0	8,0	1,59	-67,7	9,72	-65,2
6	21,4	21,4	21,4	8,25	-71,4	31,4	-65,3
7	-9,65	-9,64	-9,64	-2,84	-	-12,2	-
8	-13,7	-13,7	-13,7	26,5	-	9,13	-

сечений (наличие «незаборченных» пересечений) при подземной отработке приводит к недостаточному изучению морфологии рудных тел и оценке условий их размещения.

На достоверность разведки влияют ошибки в установлении морфологии рудных тел. Отрисованные на этапе разведки простые залежи значительно усложняются на этапе эксплуатации, как и контуры рудных тел.

В табл. 1 приведены результаты анализа зависимости подтверждаемости запасов от размеров участков сопоставления и плотности разведочной сети по рудному телу № 1. Как видно из таблицы, густота сети эксплуатационной разведке мало влияет на подтверждаемость запасов. Из результатов

сравнения данных разведки и эксплуатации из 83 подсчётных блоков лишь по 34 отмечаются минусовые отклонения запасов золота, подсчитанных при разведке. В остальных 49 блоках установлено превышение фактических запасов.

В табл. 2 приведены результаты сопоставления запасов золота, утверждённых ГКЗ, с фактическими по рудным телам. Разброс отклонений по блокам с плюсовыми значениями существенно выше, чем с минусовыми (от 4,62 до 237,4 % и от -6,21 до -36,3 %).

Результаты сопоставления данных разведки и эксплуатации приведены по одному из крупных рудных тел месторождения № 8 (табл. 3). Как следует из таблицы, неподтверждение запасов золота и серебра объясняется неподтверждением мощностей и содержаний, входящих в формулу подсчёта запасов. И в этом случае отмечается та же тенденция – преобладают блоки с плюсовыми отклонениями значений запасов (31,4 против 24,9 %).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. В целом по месторождению Чармитан разведка проведена на высоком уровне, и подтверждаемость разведанных запасов золота находится в допустимых пределах [5].

2. Неподтверждение запасов по отдельным блокам естественно. Оно компенсируется превышением запасов по другим блокам и не нарушает ритмичность работы предприятия при условии отработки оптимального количества блоков.

3. В процессе отработки месторождения необходимо уделять повышенное внимание закономерностям размещения золота внутри рудных тел. Рекомендуется применять, как на соседнем месторождении Гужумсай, методику изучения внутреннего строения рудных тел с выделением благоприятных для локализации оруденения геолого-структурных позиций [5], которая позволяет целенаправленно оконтуривать промышленное оруденение по визуально наблюдаемым признакам.

4. При разработке месторождения необходимо проводить сопоставление данных разведки и эксплуатации каждые пять лет, согласно «Методическим рекомендациям по сопоставлению данных разведки и разработки месторождений твердых полезных ископаемых».

5. Своевременно списывать неподтвердившиеся запасы с баланса горнодобывающего предприятия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов Н. А. Геолого-промышленные типы месторождений золота, вольфрама, железа Западного Узбекистана, условия размещения и оценка их перспектив / Н. А. Ахмедов. – Ташкент : ООО «Ишонч Марказ Сервис», 2014. – 204 с.
2. Ахмедов Н. А. Рудные месторождения Узбекистана / Н. А. Ахмедов, Г. Е. Завьялов, А. А. Землянов [и др.] // Ташкент : ИМР, 2001. – 660 с.
3. Зималина В. Я. О закономерностях размещения золота в рудных телах / В. Я. Зималина, У. Т. Алиева // Руды и металлы. – 2007. – № 6. – С. 27–36.
4. Зималина В. Я. Методические указания по сопоставлению данных разведки и разработки месторождений твердых полезных ископаемых / В. Я. Зималина, М. У. Исоков, Л. М. Глейзер [и др.] // Ташкент : ИМР, 2006. – 30 с.
5. Рустамов А. А. Представительность и достоверность опробования золоторудных месторождений : специальность 04.00.02 «Геология, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых. Металлогения и геохимия» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра философии // Ташкент, 2019. – 47 с.

CHARMITAN GOLD DEPOSIT: GEOLOGICAL STRUCTURE FEATURES, EXPLORATION AND RESERVE ESTIMATION RELIABILITY

V. Ya. Zimalina¹, I. O. Khamroyev², N. B. Rakhmonova¹
 (¹ SE «Institute of Mineral Resources» of the State Committee on Geology of the Republic of Uzbekistan, Tashkent; ² SE Navoi Mining and Metallurgical Combine, Navoi (Uzbekistan))

The reasons for reserves non-confirmation for individual estimate blocks of the Charmitan gold deposit ore bodies are discussed in the paper. A high degree of detailed exploration (now called exploration in Uzbekistan) and its satisfactory reliability are shown.

Keywords: Confirmability, reserves, reliability, operational testing, operation, estimate blocks, ore bodies.

ПРИГЛАШАЕМ К СОТРУДНИЧЕСТВУ

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

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ АЛМАЗОНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ, ВЫДЕЛЕННЫЕ НА ОСНОВЕ ТЕРМООКСИБАРОМЕТРИИ

Рассматриваются петрологические критерии оценки потенциальной алмазности кимберлитовых пород на основе термооксибарометрии. Для оценки потенциальной алмазности применяются оксибарометры, отражающие окислительно-восстановительные условия в мантии, существующие в поле стабильности алмаза. Основа данной методики – соотношение С:О:Н, или расчёт состава равновесных флюидов по P - T - fO_2 параметрам для отдельных парагенезисов (оливин-ортопироксен-шпинелевых, оливин-ортопироксен-ильменитовых). Фугитивность кислорода рассчитывается по минеральным равновесиям, включающим обмен Fe^{2+} - Fe^{3+} . Методы расчёта P - T - fO_2 параметров для ксенокристаллов пирропа, ильменита и шпинели реализованы в программном продукте PTQuick-2, в результате чего на диагностической диаграмме С-О-Н была выделена «алмазная флюидная область».

Ключевые слова: кимберлит, потенциальная алмазность, фугитивность, термооксибарометрия, алмазная флюидная область.

В мире выявлено около 5000 кимберлитовых тел, среди которых только 10 % содержат алмазы, а 1 % может являться потенциальным месторождением. Отмечается тенденция, что в пределах одного кимберлитового поля высокоалмазная трубка пространственно ассоциирует с большим количеством убого- или неалмазных тел.

В процессе поисковых работ на алмазы выявляются все трубки вне зависимости от степени их алмазности, которая устанавливается путём прямого опробования. Таким образом, большие затраты труда, времени и финансов приходится на поиски и опробование неалмазных тел, преобладающих по количеству. При этом новые кимберлитовые тела фиксируются в основном единичными горными выработками, что на начальном этапе не позволяет объективно установить истинную алмазность кимберлитов ввиду небольшого количества вскрытой руды. Для оценки истинной алмазности требуется обоснование постановки геологоразведочных работ (ГРП) с проведением трудоёмкого опробования и обогащения руд.

На практике на ранних стадиях ГРП широко применяются минералогические критерии оценки потенциальной алмазности кимберлитов по составу минералов-спутников алмазов (МСА), которых в несколько раз больше алмазов. Для такой оценки используются только МСА, кристаллизующиеся совместно с алмазом и соответствующие по составу его включениям. В то же время, как показывает практика, минералогические критерии алмазности по содержанию минералов ультраосновных парагенезисов работают не на всех объектах. В разных алмазных суб-



**Симаков
Сергей Кириллович**

доктор геолого-минералогических наук
генеральный директор¹
simakov1957@yandex.ru

**Стегницкий
Юрий Богданович**

кандидат геолого-минералогических наук
заведующий лабораторией²
StegnitskiyYuB@alrosa.ru

¹ ООО «АДАМАНТ», Резидент Сколково,
г. Санкт-Петербург

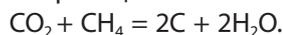
² Научно-исследовательское
геологическое предприятие (НИГП)
АК «АЛРОСА» (ПАО),
г. Санкт-Петербург



провинциях мира отмечается несоответствие между установленной опробованием алмазоносностью и потенциальной, оцениваемой по минералогическим критериям. В этой связи очевидна актуальность усовершенствования известных и разработка новых критериев оценки потенциальной алмазоносности кимберлитов.

Одним из основных методов оценки температуры и давления по пиропам является расчёт температуры и давления на момент их образования по содержанию Ni и Cr (T (Ni, Mn) и P (Cr)). P - T параметры, определённые этим способом, условные, но достаточно приближены к реальным значениям. Однако в настоящее время одной оценки давления и температуры недостаточно, так как основной моделью образования алмазов в мантии является флюидно-расплавная [2]. Поэтому необходима оценка составов флюидов, равновесных с алмазом, для которой требуется расчёт фугитивности кислорода (f_{O_2}).

В работе рассматриваются разработанные петрологические критерии оценки потенциальной алмазоносности кимберлитовых трубок на основе термооксидометрии. Данные критерии основаны на физико-химических моделях образования алмазов из флюидной системы C–O–H для условий верхней мантии [4, 6, 9, 27, 28]. Из этих моделей следует, что наиболее благоприятными составами для образования алмазов являются водные. Это связано с тем, что они отвечают минимальным содержаниям углерода во флюиде и максимально возможному количеству его свободной фазы (графита или алмаза). Это соответствует, с одной стороны, процессам восстановления CO_2 , с другой стороны – процессам окисления углеводородов, что можно выразить реакцией:



Таким образом, образование воды по данной реакции отвечает наиболее оптимальным условиям образования и сохранности алмаза из флюида. Выше водных составов по фугитивности кислорода лежат составы H_2O – CO_2 , а выше буфера – CCO – CO_2 без свободного углерода, что соответствует устойчивости карбонатов. Ниже – составы H_2O – CH_4 ± H_2 , которые затем переходят в чисто углеводородные (рис. 1). На основании этой модели была объяснена природа алмазоносности так называемых «холодных» палеогеотерм [7]. Известно, что P - T параметры алмазоносных кимберлитовых ксенолитов приурочены к «холодным» субдуктивным палео-

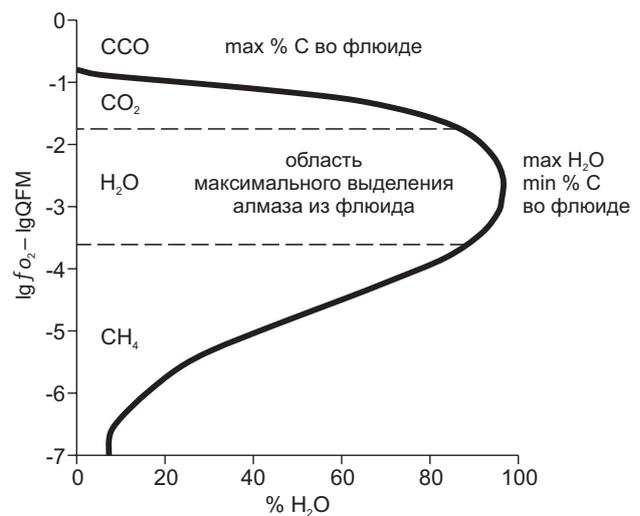


Рис. 1. ПОЛЕ УСТОЙЧИВОСТИ АЛМАЗА В СИСТЕМЕ C–O–H ПРИ 1000 °C И 4,5 ГПА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ f_{O_2} И СОДЕРЖАНИЯ ВОДЫ [26]:

выше водного максимума состав флюида соответствует H_2O – CO_2 , в районе max H_2O флюид является водонасыщенным с малым количеством CO_2 и CH_4 , ниже – состав H_2O – CH_4 ± H_2 ; QFM – кварц-фаялит-магнетитовый кислородный буфер

геотермам со значениями теплового потока в 36–41 mW/m^2 [18]. Проведённые ранее расчёты по определённым P - T - f_{O_2} параметрам показали, что алмазоносные парагенезисы и включения в алмазах имеют более низкие содержания атомарного углерода в рассчитанных для них составах флюида, чем неалмазоносные парагенезисы [4, 9, 26, 27].

Для оценки f_{O_2} верхней мантии и земной коры применяются кислородные барометры (фугометры или оксометры), разработанные на основе минеральных равновесий, включающих обмен Fe^{+2} – Fe^{+3} . Оценка окислительно-восстановительных условий мантийных ксенолитов в настоящее время базируется в основном на моделях оливин-ортопироксен-шпинелевого и оливин-ортопироксен-ильменитового равновесий. Известны также оливин-ортопироксен-гранатовые оксидометры [19, 26, 31]. На основании полученных этими методами значений фугитивности кислорода возможен расчёт состава равновесных C–O–H флюидов для отдельных парагенезисов. Проведённые расчёты составов C–O–H флюидов по определённым ранее P - T - f_{O_2} параметрам для перидотитовых парагенезисов с использованием гранат-ортопироксен-оливинового

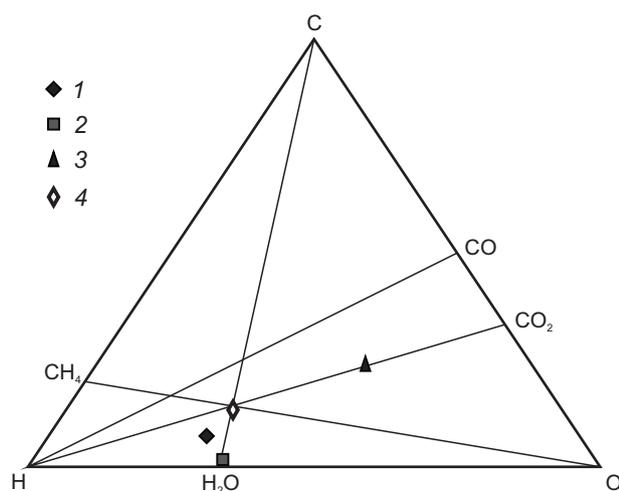


Рис. 2. СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ФЛЮИДОВ В СИСТЕМЕ C–O–H, РАССЧИТАННЫЕ ДЛЯ АФРИКАНСКИХ И ЯКУТСКИХ ПЕРИДОТИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ НА ОСНОВЕ ПОЛУЧЕННЫХ РАНЕЕ В [26] P - T - f_{O_2} ПАРАМЕТРАХ ПО ГРАНАТ-ОРТОПИРОКСЕН-ОЛИВИНОВОМУ ОКСОМЕТРУ:

1 – включения в алмазах (среднее из 15); 2 – алмазоносные перидотиты (среднее из 9); 3 – неалмазоносные перидотиты (среднее из 29) [26]; 4 – средний состав флюидов, экстрагированных из 79 кристаллов алмазов: южноафриканских, бразильских и североамериканских [17], якутских [1]

оксометра показали, что алмазоносные ксенолиты и включения в алмазах имеют более низкие содержания атомарного углерода в рассчитанных для них составах флюида, чем неалмазоносные ксенолиты. На диаграмме C–O–H их средние составы больше смещены в восстановительную водородную область (рис. 2) и находятся ближе к линии воды, на которой лежат средние составы газовой-жидких включений, извлечённых из алмазов по данным Бартошинского [1], Джардини и Мелтона [17]. Средние составы неалмазоносных ксенолитов сильнее смещены в окисленную кислородную область диаграммы C–O–H и находятся ближе к двууглекислым составам.

Исходя из известного факта, что состав оливина в кимберлитовых ксенолитах соответствует достаточно узкому интервалу (~ 90 %) форстеритового компонента, был разработан гранат-(оливин-ортопироксеновый) оксометр. В этом методе состав оливина задаётся постоянным (90 % Fo), а состав Орх рассчитывается, исходя из этого условия, по модели оливин-ортопироксенового равновесия

[5]. На основании аналогичной методики по расчёту составов оливина и ортопироксена разработана модель ильменитового оксидометра [8].

Важным моментом при оценке f_{O_2} для мантийных парагенезисов является определение в них содержания трёхвалентного железа. Его можно определить с помощью «мокрой» химии, мессбауэровской спектроскопии или рассчитать из кристаллохимической формулы минералов. Канил и О'Нейлл [13] показали, что для мантийных парагенезисов содержание Fe^{+3} , и рассчитанное стехиометрически, и определённое по мессбауэровской спектроскопии, практически полностью совпадает для шпинели, в меньшей степени – для граната и практически не совпадает для клинопироксенов. Поэтому наиболее точными фугометрами являются шпинелевые. В то же время известна методика выборки наиболее достоверных стехиометрически рассчитанных значений Fe^{+3} гранатов по содержанию в них Si и Ti [27].

Для создания методики оценки алмазоносности по составу пиропов из литературных источников были отобраны наиболее достоверные по стехиометрически рассчитанному трёхвалентному железу составы пиропов. Это составы, попадающие по сумме Si и Ti в интервал $3,03 \pm 0,02$ формульных единиц [27]. Для отобранных таким образом анализов пиропов из известных перидотитовых парагенезисов алмазов и алмазоносных ксенолитов Южной Африки, Ботсваны, Анголы, Якутии и Канады были рассчитаны P - T - f_{O_2} параметры с использованием термо- и оксидометров, а затем рассчитан равновесный состав C–O–H флюида. На основании полученных данных (таблица) на диаграмме C–O–H появилась возможность выделить «алмазную флюидную область», которая соответствует наиболее потенциально алмазоносным парагенезисам (рис. 3). Эта область соответствует составам флюидов, содержащих < 20,5 % атомарного углерода и > 47 % атомарного водорода. По данным Бартошинского [1], Джардини и Мелтона [17], в неё попадают и средние составы газовой-жидких включений, извлечённых из алмазов. Согласно данному критерию, рассчитанные составы потенциально алмазоносных объектов попадают в «алмазную флюидную область», а неалмазоносные и убогалмазоносные лежат за её пределами.

Для тестирования данного критерия были проведены аналогичные расчёты для пиропов из включений алмазов трубок Орапа и Джваненг (Ботсвана),

РАССЧИТАННЫЕ P - T - f_{O_2} ПАРАМЕТРЫ И СОСТАВЫ РАВНОВЕСНЫХ С НИМИ ФЛЮИДОВ ДЛЯ ПИРОПОВ ИЗ ИЗВЕСТНЫХ ПЕРИДОТИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ АЛМАЗОВ И АЛМАЗОНОСНЫХ КСЕНОЛИТОВ

Образец	T, °C	lg(f_{O_2})	P, кбар	O, %	H, %	C, %	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	CO	H ₂
XM-48	934	-10,5	40,723	33,315	65,97	0,712	97,77	1,33	0,798	0	0,08
YB-198	1122	-9,286	54,525	21,675	71,3	7,024	75,63	0,023	23,04	0	0,58
YB-406	1128	-12,49	57,69	0,606	79,37	20,03	3,084	0	89,87	0	1,04
Uv-624	650	-17,92	35,358	24,987	70	5,01	83,3	0,004	16,53	0	0,09
Uv-146	1044	-14,62	49,852	0,219	79,62	20,16	1,115	0	93,17	0	1,01
Uv-146	1044	-14,62	49,852	0,219	79,62	20,16	1,115	0	93,17	0	1,01
DGD13	1017	-10,8	49,002	20,783	71,66	7,554	73,44	0,016	25,43	0	0,48
DGD21	978	-11,81	46,664	14,974	73,95	11,08	57,79	0,006	40,53	0	0,56
O-4	1205	-8,661	55,701	17,788	72,82	9,392	65,76	0,019	31,95	0	0,88
O-7	1247	-7,807	51,572	26,107	69,52	4,374	85,29	0,154	13,39	0	0,75
O-13	1298	-5,564	51,289	37,685	57,68	4,632	85,99	13,4	0,215	0,3	0,11
O-33	1276	-8,439	50,831	13,987	74,32	11,69	54,82	0,026	41,47	0	1,49
J-6	1251	-5,605	53,323	38,927	55,33	5,741	82,72	16,91	0,097	0,2	0,06
G201	1056	-8,535	36,328	39,184	54,74	6,072	81,7	17,84	0,179	0,2	0,08
Lk 10	1252	-5,439	52,487	42,749	47,72	9,533	71,38	28,24	0,048	0,3	0,04
Lk 15b	1315	-7,538	76,517	11,396	75,09	13,51	47,41	0,002	47,33	0	0,81
Lk 23a	1331	-7,363	80,688	10,569	75,36	14,08	44,78	0,001	49,28	0	0,77
Lk 24	1281	-6,017	45,97	38,401	56,16	5,442	83,53	15,64	0,282	0,4	0,15
Lk 25a	1307	-10,07	63,076	1,138	79,01	19,85	5,786	0	84,32	0	1,58
tk 28a	1293	-10,13	67,852	1,031	79	19,97	5,278	0	84,54	0	1,3
tk 30a	1217	-6,407	47,497	37,474	58,12	4,409	86,67	12,79	0,22	0,2	0,1
P-49	1054	-8,818	34,416	38,004	57	4,998	84,88	14,51	0,289	0,2	0,11
P-98	1249	-9,904	55,631	3,205	78,37	18,43	15,44	0,001	77,15	0	1,59
P-99	1056	-9,038	39,945	33,549	65,18	1,274	95,99	2,647	1,132	0,1	0,17
M-108	1149	-13,79	53,818	0,121	79,59	20,29	0,622	0	92,07	0	1,31

Примечание. Данные трубок Премьер, Финш, Карове, Орапа, Джваненг (Ботсвана), Мир, Удачная-Восточная (Якутия), Дьявик (Канада) и прииска Акватия (Гана) рассчитаны методами Крейгтона и др. [14], Симаква [5], Райяна и др. [24], Янга и Дуана [32]. Данные для расчётов взяты из работ [10, 11, 15, 16, 20–22, 25, 28, 30].

алмазоносной трубки Какуэле (северо-восток Анголы) и убого- и неалмазоносных трубок Чихолонго, Очинжау, Шикватите и Виньяти (юго-запад Анголы). Результаты расчёта вынесены на диаграмму C–O–H (рис. 4), где хорошо видно, что включения из алмазов из трубки Какуэле попадают в «алмазную флюидную область», в то время как включения из неалмазоносных трубок лежат за её пределами.

Таким образом, используя новые петрологические критерии, можно выполнять ранжирование кимберлитовых пород по степени потенциальной алмазоносности. Наиболее достоверным является результат, определённый по комплексу известных минералогических признаков и рассчитанный

на основе минеральных составов физико-химических P - T - f_{O_2} параметров с последующей оценкой составов равновесных флюидов, отражающих степень возможности образования и сохранности в них алмазов.

Данные разработки реализованы в новом программном продукте PTQuick-2, который является модернизированной версией известной программы PTQuick [23], где по сравнению с предыдущей сохранились методы, позволяющие определить P - T - f_{O_2} параметры для отдельных ксенокристов пироба, ильменита и шпинели, исходя из их микрозондовых анализов, и рассчитываются составы флюидной системы C–O–H.

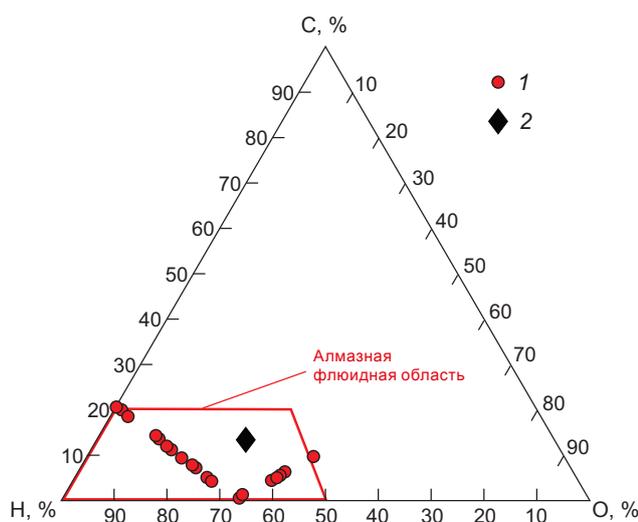


Рис. 3. ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ФЛЮИДА – «АЛМАЗНАЯ ФЛЮИДНАЯ ОБЛАСТЬ» В СИСТЕМЕ С–О–Н ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАСЧЁТОВ (см. таблицу):

1 – составы рассчитанных флюидов; 2 – средний состав газовой-жидких включений, экстрагированных из южноафриканских, бразильских, североамериканских и якутских алмазов по [17] и [1]

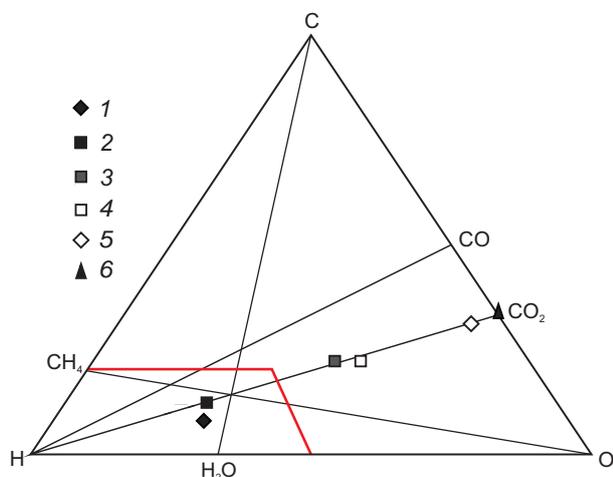


Рис. 4. СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ФЛЮИДОВ В СИСТЕМЕ С–О–Н, РАССЧИТАННЫЕ ДЛЯ ПИРОПОВЫХ КСЕНОКРИСТ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ И НЕАЛМАЗОНОСНЫХ ТРУБОК АНГОЛЫ И ВКЛЮЧЕНИЙ ИЗ АЛМАЗОВ ТРУБОК ОРАПА И ДЖВАНЕНГ И НА ОСНОВЕ ПОЛУЧЕННЫХ P-T-f_{o2} ПАРАМЕТРОВ:

включения из алмазов: 1 – трубок Орапа и Джваненг (среднее из 5), 2 – алмазной трубки Какуэле (среднее из 20), убого- и неалмазных трубок: 3 – Очинжау (среднее из 11), 4 – Шикватите (среднее из 9), 5 – Чихолонго (среднее из 8), 6 – Виньяти (среднее из 5); данные для расчётов взяты из работ [3, 12, 16, 30]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартошинский З. В. Газовые примеси в алмазах Якутии / З. В. Бартошинский, С. Н. Бекеша, Т. Г. Винниченко // Минералогический сборник Львовского университета. – 1987. – № 41 (1). – С. 25–32.
2. Похиленко Н. П. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом / Н. П. Похиленко, А. М. Агашев, К. Д. Литасов, Л. Н. Похиленко // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 1–2. – С. 361–383.
3. Романько Е. Ф. Кимберлиты юго-западной Анголы / Е. Ф. Романько, В. Т. Подвысоцкий, К. Н. Егоров, Д. Б. Дьяконов. – М.: Геоинформмарк, 2005. – 118 с.
4. Симаков С. К. Зависимость алмазоносности шпинельсодержащих глубинных лерцолитов от окислительно-восстановительной обстановки в момент их образования / С. К. Симаков // Доклады Академии Наук. – 1994. – Т. 335, № 1. – С. 88–90.
5. Симаков С. К. Модель гранатового оксибарометра для мантийных перидотитов и оценка потенциальной алмазоносности на его основе / С. К. Симаков // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 448, № 4. – С. 443–445.
6. Симаков С. К. Новый петрологический критерий предварительной оценки алмазоносности глубинных мантийных пород / С. К. Симаков, В. И. Ваганов // Доклады Академии Наук. – 1992. – Т. 323, № 3. – С. 531–534.
7. Симаков С. К. Природа алмазоносности «холодных» палеогеотерм / С. К. Симаков // Доклады Академии Наук. – 2018. – Т. 481, № 4. – С. 444–446.
8. Симаков С. К. Расчет равновесного С–О–Н флюида для ильменитовых ксенокристов и оценка потенциальной алмазоносности на его основе / С. К. Симаков // Доклады Академии Наук. – 2014. – Т. 458, № 3. – С. 333–335.
9. Симаков С. К. Связь алмазоносности ксенолитов с окислительно-восстановительными условиями верхней мантии / С. К. Симаков, Л. П. Никитина // Геохимия. – 1995. – № 2. – С. 161–173.
10. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии / Н. В. Соболев. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.
11. Соболев Н. В. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов / Н. В. Соболев, Н. П. Похиленко, Э. С. Ефимова // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 63–80.
12. Ashchepkov I. V. Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola / I. V. Ashchepkov [et al.] // Tectonophysics. – 2012. – V. 530–531. – P. 128–151.
13. Canil D. Distribution of ferric iron in some upper-mantle assemblages / D. Canil, H. S. C. O'Neill // Journal of Petrology. – 1996. – V. 37, № 3. – P. 609–635.
14. Creighton S. A semi-empirical manganese-in-garnet single crystal thermometer / S. Creighton // Lithos. – 2009. – V. 112 (Special Issues). – P. 177–182.

15. Creighton S. Diamondiferous peridotitic micro-xenoliths from the Diavik Diamond Mine, NT / S. Creighton, T. Stachel, H. McLean [et al.] // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2008. – V. 155. – P. 541–554.
16. Deines P. New insights into the occurrence of ^{13}C -depleted carbon in the mantle from two closely associated kimberlites: Letlhakane and Orapa, Botswana / P. Deines, J. W. Harris // Lithos. – 2004. – V. 77. – P. 125–142.
17. Giardini A. A. Gases released from natural and synthesis diamonds by crushing under high vacuum at 200 °C, and their significance to diamond genesis / A. A. Giardini, C. E. Melton // Fortschritte Der Mineralogie. – 1975. – V. 52. – P. 455–464.
18. Grutter H. Cr-Saturation Arrays in Concentrate Garnet Compositions from Kimberlite and their Use in Mantle Barometry / H. Grutter, D. Latti, A. Menzies // Journal of Petrology. – 2006. – V. 47, № 4. – P. 801–820.
19. Gudmundson G. Experimental tests of garnet peridotite oxygen barometry / G. Gudmundson, B. J. Wood // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1995. – V. 119, № 1. – P. 56–67.
20. Gurney J. J. Inclusions in Premier mine diamonds. Trans / J. J. Gurney, I. W. Harris, R. S. Rickard, R. O. Moore // Geological Society of South Africa. – 1985. – V. 88. – P. 301–310.
21. Motsama T. Mineral inclusions in diamonds from Karowe Mine, Botswana: super-deep sources for super-sized diamonds? / T. Motsama, J. W. Harris, T. Stachel, D. G. Parson // Mineralogy and Petrology. – 2018. – V. 112 – P. 169–180.
22. Pokhilenko N. P. Megacrystalline dunite and peridotites: host for Siberian diamonds / N. P. Pokhilenko, D. G. Pearson, F. R. Boyd, N. V. Sobolev // Carnegie Institution of Washington. Year book. – 1991. – V. 90, № 2250. – P. 11–23.
23. PT_Quick: программа для определения условий равновесия минеральных парагенезисов методами классической геотермобарометрии / С. К. Симаков, Д. В. Дюливо-Добровольский. – 2009. – URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>. Дата обращения 12.06.19.
24. Ryan C. G. Garnet geotherms: pressure-temperature data from Cr-pyropе garnet xenocrysts in volcanic rocks / C. G. Ryan, W. L. Griffin, N. J. Pearson // Journal of Geophysical Research. – 1996. – V. 101 (B3). – P. 5611–5625.
25. Shee S. R. Two diamond-bearing peridotite xenoliths from Finsh kimberlite, South Africa / S. R. Shee, J. J. Gurney, D. N. Robinson // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1982. – V. 81. – P. 148–156.
26. Simakov S. K. Redox state of Earth's upper mantle peridotites under the ancient cratons and its connection with diamond genesis / S. K. Simakov // Geochimica et Cosmohimica Acta. – 1998. – V. 62, № 10. – P. 1811–1820.
27. Simakov S. K. Redox state of eclogites and peridotites from sub-cratonic upper mantle and a connection with diamond genesis / S. K. Simakov // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2006. – V. 151. – P. 282–296.
28. Stachel T. Diamond formation – Where, when and how? / T. Stachel, R. W. Luth // Lithos. – 2015. – V. 220–223. – P. 200–220.
29. Stachel T. Diamond precipitation and mantle metasomatism evidence from the trace element chemistry of silicate inclusions in diamonds from Akwatia, Ghana / T. Stachel, J. W. Harris // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1997. – V. 129. – P. 143–154.
30. Stachel T. Diamondiferous lithospheric roots along the western margin of the Kalahari Craton – the peridotitic inclusion suite in diamonds from Orapa and Jwaneng / T. Stachel, K. S. Viljoen, P. McDade, J. W. Harris // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2004. – V. 147. – P. 32–47.
31. Stagno V. The oxidation state of the mantle and the extraction of carbon from Earth's interior / V. Stagno, D. O. Ojwang, C. A. McCammon, D. J. Frost // Nature. – 2013. – V. 493. – P. 84–90.
32. Zhang C. A model for C–O–H fluid in the Earth's mantle / C. Zhang, Z. H. Duan // Geochimica et Cosmohimica Acta. – 2009. – V. 73. – P. 2089–2102.

PETROLOGICAL EVALUATION CRITERIA OF KIMBERLITE DIAMOND POTENTIAL IDENTIFIED ON THE BASIS OF THERMOXIDE BAROMETRY

S. K. Simakov¹, Yu. B. Stegnitsky²
 (¹ LLC ADAMANT, ² Skolkovo Resident Research geological prospecting company JSC ALROSA (PJSC), St. Petersburg)

Petrological evaluation criteria of kimberlite rocks diamond potential based on thermoxide barometry are discussed. To evaluate diamond potential, oxygen barometers reflecting redox conditions in the mantle existing in the diamond stable field are used. This method is based on C:O:H ratio or calculation of equilibrium fluid composition by P-T-fo₂ parameters for individual parageneses (olivine-orthopyroxene-spinel, olivine-orthopyroxene-ilmenite). Oxygen fugacity is calculated by mineral equilibrium including Fe²⁺–Fe³⁺ exchange. Calculation methods of P-T-fo₂ parameters for pyrope, ilmenite and spinel xenocrysts are realized in PTQuick-2 software resulting in «diamond fluid area» identification in C-O-H diagnostic chart.

Key words: kimberlite, diamond potential, fugacity, thermoxide barometry, diamond fluid area.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОЙ И ЛЕНСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

Проведено сопоставление литолого-стратиграфических уровней размещения золоторудных и колчеданно-полиметаллических месторождений Ленской и Енисейской провинций. Сделан вывод о причинно-следственной связи локализации оруденения как с конседиментационными процессами рудонакопления в латерально-вертикальных рядах формирования углеродистых терригенных, туфогенно-карбонатно-терригенных (черносланцевых) толщ флишоидного строения с синхронными им вулканогенными образованиями, сопровождавшимися процессами гидротермальной деятельности, так и с последующими процессами интрузивного магматизма гранитоидного ряда.

Ключевые слова: Енисейская, Ленская золоторудные провинции, золоторудные месторождения, колчеданно-полиметаллические месторождения, стратиграфические уровни, углеродсодержащая карбонатно-терригенная толща флишоидного строения черносланцевой формации, вулканизм, магматизм.

В региональном палеоструктурном плане докембрийские терригенные, карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные комплексы Енисейской и Ленской (Байкало-Патомской) провинций южного складчатого обрамления Сибирской платформы составляют единую систему структурно-формационных комплексов, сформировавшихся в прогибах с преимущественно миогеосинклинальным режимом осадконакопления на шельфе и склоне континента с рассеянным спредингом и в синхронных им прогибах с преимущественно эвгеосинклинальным (островодужным) режимом осадконакопления (рис. 1).

В современном структурном плане эти провинции характеризуются отчётливо выраженным двухъярусным строением. Нижний ярус представлен архей-раннепротерозойскими метаморфическими мигматит-амфиболит-кристаллосланцево-гнейсовыми комплексами основания, а верхний – рифейскими в Енисейской провинции и рифей-вендскими в Ленской, представленными вулканогенно-терригенными, терригенно-карбонатными и терригенными формациями рифтогенных и надрифтогенных прогибов задуговых бассейнов на шельфе и склоне континента в латеральном ряду с синхронными им островодужными формациями. Обе провинции характеризуются сложным блоковым гетерогенным строением антиклинорных и синклинорных мегаструктур, обусловленным пострифейской складчатостью и неоднократно подновлявшимися на этапах активизации зонами чешуйчатых разноамплитудных сбросо-надвиговых и сбросо-сдвиговых дефор-



Конкин Виктор Дмитриевич

доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник¹
konkin@tsnigri.ru

Галямов Андрей Львович

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник²
a-galyamov@yandex.ru

Донец Александр Иванович

доктор геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник¹

Окулов Алексей Вячеславович

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник¹
okulov@tsnigri.ru

¹ ФГБУ Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва

² ФГБУН Институт геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН,
г. Москва



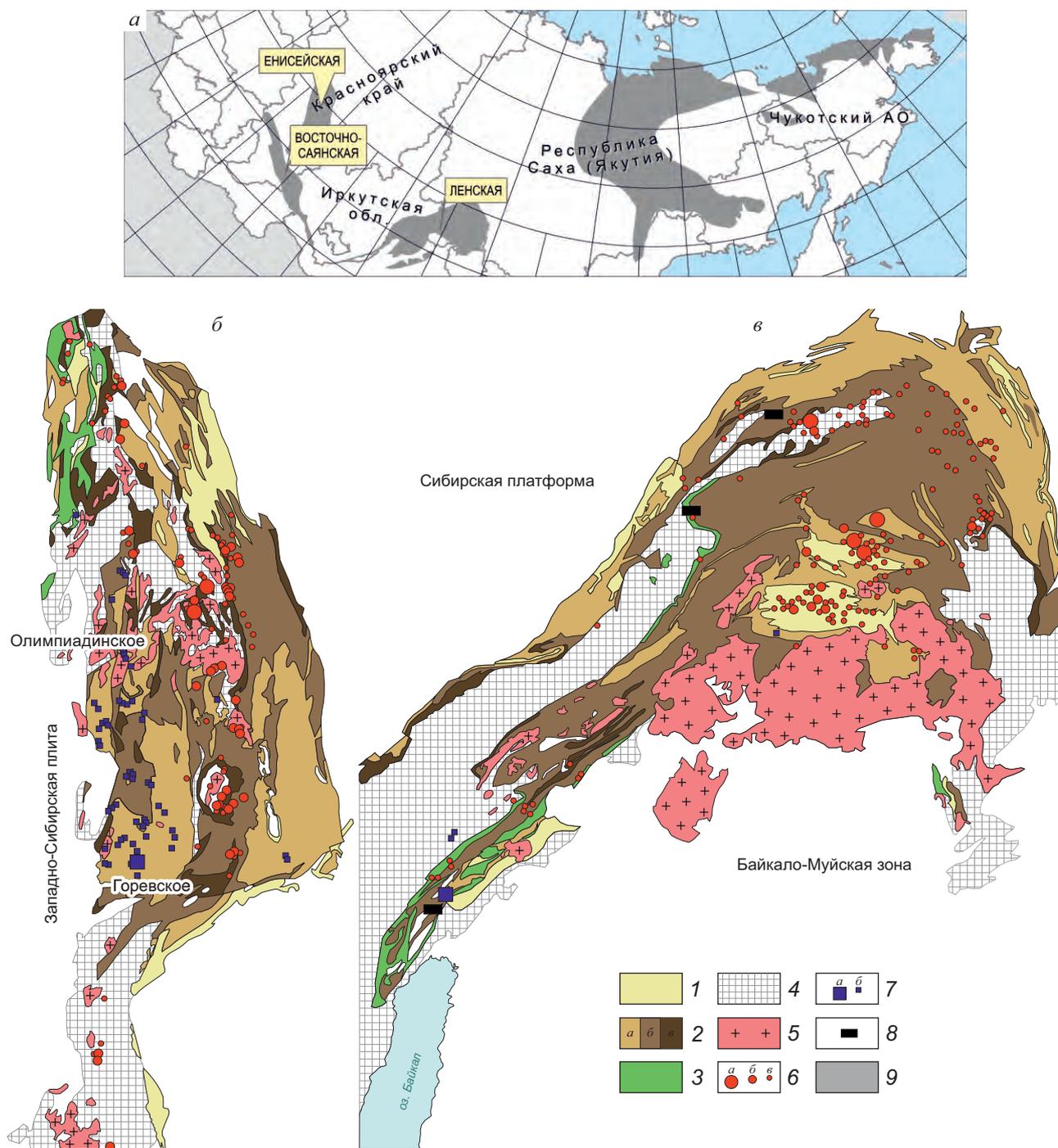


Рис. 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПРОВИНЦИЙ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (а) И СХЕМЫ РАЗМЕЩЕНИЯ РИФЕЙ-ВЕНДСКИХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ФОРМАЦИЙ С ЗОЛОТОРУДНЫМИ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ В ЕНИСЕЙСКОЙ (б) И ЛЕНСКОЙ ПРОВИНЦИЯХ (в):

толщи с флишвидным строением: 1 – венд, 2 – рифей (а – поздний, б – средний, в – ранний); 3 – островодужные комплексы (ранний протерозой – рифей); 4 – архей-раннепротерозойские пара- и ортогнейсы; 5 – рифей – венд-фанерозойские гранитоидные комплексы (нерасчленённые); 6 – золоторудные месторождения и проявления (а – крупные, б – средние, в – мелкие); 7 – полиметаллические свинцово-цинковые (а – месторождения, б – рудопроявления); 8 – проявления железистых кварцитов; 9 – золоторудные провинции

маций, а также внедрением разновозрастных интрузий различного состава – от базит-гипербазитового, гранит-лейкогранитового, гранит-гранодиоритового и щёлочно-гранит-граносиенитового до нефелин-сиенитового в Енисейской провинции и гранит-граносиенитового в Ленской [3–8, 11, 13, 18].

Енисейская и Ленская провинции характеризуются широким спектром полезных ископаемых в стратифицированных толщах на различных (от верхнего протерозоя до венда включительно) литолого-стратиграфических уровнях. Среди них – месторождения железистых кварцитов в вулканогенно-терригенных толщах верхнего протерозоя – нижнего рифея; сидеритовых, марганцевых, фосфоритовых и стратиформных свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах среднего и верхнего рифея; колчеданно-полиметаллических, золото-кварцевых, золото-кварц-сульфидных и золото-сульфидных руд в метаморфизованных углеродистых терригенно-карбонатных толщах флишоидного строения нижнего, среднего и верхнего рифея и рифей-венда.

В геолого-экономическом плане очень важны стратоидные месторождения золото-углеродистого семейства (золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые, золото-кварц-сульфидные) и стратиформные месторождения колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд. Их формирование связано как с конседиментационными, так и с коллизионными процессами рифей-палеозойских тектоно-магматических циклов, обусловивших современный план их размещения.

Под термином «стратоидные месторождения золота» авторы понимают золоторудные месторождения в углеродистых терригенно-карбонатных толщах флишоидного строения с рудными телами золото-кварц-сульфидной, золото-сульфидной, золото-малосульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций с жильно-прожилковыми, прожилково-вкрапленными и жильными телами, субсогласно залегающими в горизонтах различных литолого-стратиграфических уровней терригенного разреза. Такие уровни авторами рассматриваются как наиболее перспективные на выявление крупнообъёмных (крупнотоннажных по металлу) месторождений золота.

В рассматриваемых провинциях для прогибов со стратоидными золоторудными и стратиформными колчеданно-полиметаллическими месторождениями характерно наличие латерально-вертикальных рядов геологических фаций, которые фикси-

руются сменой углеродсодержащих и безуглеродистых терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, реже туфогенно-терригенных, туфогенно-терригенно-карбонатных фаций флишоидного строения на синхронные им карбонатные, в том числе рифогенные, терригенно-карбонатно-вулканогенные и вулканогенные фации [14, 16].

В формировании стратиформных и стратоидных месторождений главную роль играют процессы седиментогенеза углеродсодержащих фаций в прогибах с толщами флишоидного строения и поступление в них (по проницаемым конседиментационным разрывным нарушениям) золотосодержащих и/или полиметаллических флюидов из циклично функционирующих металлоносных источников, связанных с синхронной гидротермальной активностью вулканических процессов [1, 2, 7]. Эти процессы определяют размещение сингенетичной рассеянной (малоконцентрированной) золоторудной и концентрированной полиметаллической минерализаций на различных литолого-стратиграфических уровнях в рифтогенных и надрифтовых прогибах задуговых морей на шельфе и склоне континента с накоплением терригенных и карбонатно-терригенных фаций флишоидного строения и синхронных им туфогенно-лавовых фаций островных дуг.

Формирование залежей месторождений золота, локализованных в сходных по составу черносланцевых терригенно-карбонатных толщах флишоидного строения на различных стратоуровнях, сопровождается проявлением метасоматических преобразований различной интенсивности с жильно-прожилковой золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой минерализацией. При этом основное значение имеют процессы формирования метасоматитов железо-магнезиально-карбонатного (буршпатового) и продуктивного на золото березит-лиственитового рядов. Последующие стадии преобразования первично рассеянных концентраций золота из-за процессов диагенеза, катагенеза и метаморфизма (регионального, синскладчатого и сингранитного) приводят к существенному перераспределению сингенетичных концентраций. Эти преобразования в сочетании с привносом дополнительных порций металла и определяют формирование стратоидных золоторудных залежей с прожилково-вкрапленной и жильно-прожилковой текстурами руд (часто совмещённых в пространстве) в минерализованных зонах, выполненных ме-

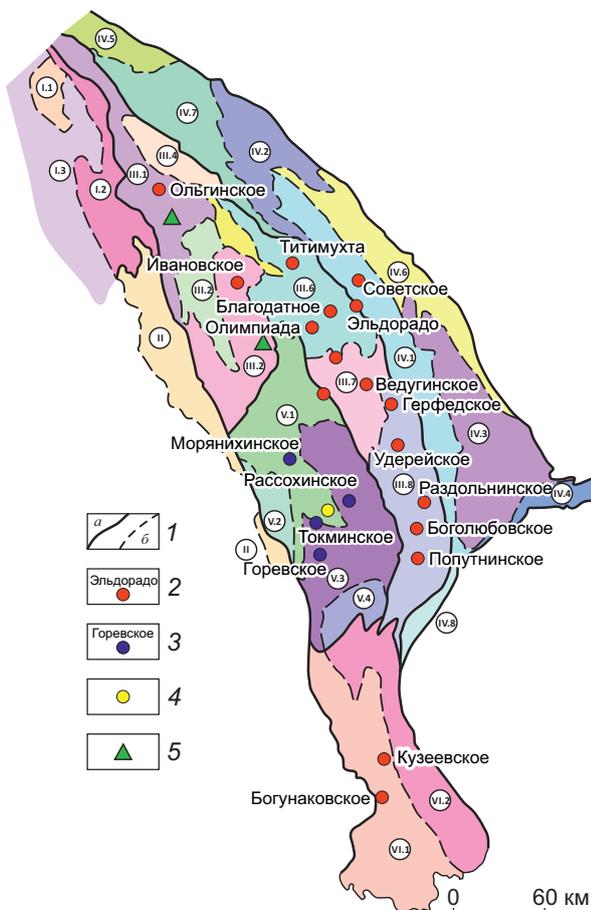


Рис. 2. СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН И ПОДЗОН С ОСНОВНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ЕНИСЕЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ:

1 – структурно-формационные зоны (а), подзоны (б); месторождения и рудопроявления: 2 – золото-углеродистого семейства во флишеидных толщах, 3 – свинцово-цинковые в карбонатных толщах, 4 – колчеданно-полиметаллические во флишеидных толщах, 5 – медно-цинковые и медно-колчеданные в вулканогенно-терригенных толщах, 6 – железистых кварцитах; Исаковская СФЗ (I): Порожинская (I.1), Летнинско-Сурнихинская (I.2) подзоны; Приенисейская СФЗ (II); Тейско-Татарская СФЗ (III): Вороговская (III.1), Тисско-Гаревская (III.2), Тейско-Большепитская (III.3), Верхне-Кутукасская (III.4), Тейско-Уволжская (III.5), Енашимо-Верхне-Ерундинская (III.6), Ведугинская (III.7), Южно-Енисейская (III.8) подзоны; Чернореченско-Каменная СФЗ (IV): Северо-Енисейско-Ишимбинская (IV.1), Чапинско-Каменная (IV.2), Ангаро-Питская (IV.3), Иркинеевская (IV.4), Право-Лебяжинская (IV.5), Иочиминско-Большепитская (IV.6), Чапинско-Лебяжинская (IV.7), Тасеевская подзоны (IV.8); Вороговско-Ангарская СФЗ (V): Лендахско-Зырянская (V.1), Усть-Ангарская (V.2), Ангаро-Тисская (V.3), Южно-Ангарская (V.4) подзоны; Ангаро-Канская СФЗ (VI): Богунаевско-Кузеевская (VI.1), Шилка-Канская (VI.2) подзоны

тасоматитами железо-магнезиально-карбонатного (бурошпатового – предрудного и синрудного) и полистадийного березит-лиственитового состава. Наиболее полно процессы рудообразования и этапы их проявления охарактеризованы в работах А. И. Иванова [7–9].

Для стратиформных месторождений с колчеданно-полиметаллическими рудными залежами околорудные метасоматиты не характерны, а сингенетичная концентрированная минерализация составляет неотъемлемую часть фациального разреза рудовмещающих горизонтов. Наиболее существенные преобразования таких рудных залежей связаны с процессами прогрессивного (до амфиболитовой фации включительно) и регрессивного метаморфизма, которые выражаются в перекристаллизации рудных и нерудных минералов и их частичном переотложении (не регенерации) метаморфогенными растворами в жильных и жильно-прожилковых зонах за пределами стратифицированных тел [15].

Енисейская провинция расположена на сопряжении древней Сибирской платформы и молодой Западно-Сибирской плиты. В рифейское время в палеотектоническом плане она представляла собой область сочленения островных дуг Исаковско-Приенисейской зоны и её задуговых бассейнов с преимущественно вулканогенно-терригенными и терригенными прогибами на шельфе и склоне континентальной окраины с рассеянным спредингом.

В современном региональном плане в составе Енисейской провинции выделены металлогенические зоны, соответствующие структурно-формационным зонам (СФЗ): Западная (Исаковско-Приенисейская) с преимущественно вулканогенно-терригенным выполнением, сходным с островодужным (эвгеосинклинальным); Центральная (Тейско-Татарская) с миогеосинклинальным режимом осадконакопления и интенсивно проявленным разновозрастным гранитоидным магматизмом; Восточная (Чернореченско-Каменная) с преимущественно миогеосинклинальным режимом осадконакопления с гранитоидами в скрытом залегании; Ангаро-Канская с вулканогенно-карбонатными толщами на гранито-гнейсовом основании. По сочетанию структурно-вещественных комплексов в каждой из них выделены подзоны с ведущими месторождениями цветных и благородных металлов (рис. 2).

Анализ структурно-вещественных комплексов Енисейской провинции показал, что в основании

рифейского задугового бассейна располагался гетерогенный фундамент, образованный блоками архей-нижнепротерозойских преимущественно гранито-гнейсовых образований и нижнепротерозойских карбонатно-вулканогенно-терригенной и карбонатно-терригенной формаций с признаками формирования в рифтогенных прогибах. Часть блоков этого основания в сухопитское время (нижний – средний рифей) выступала в качестве долгоживущих конседиментационных поднятий в Центральной СФЗ. В тунгусикское время (средний – верхний рифей) отдельные блоки были вовлечены в дальнейшее прогибание, сопровождавшееся подновлением ограничивающих их конседиментационных разломов глубинного заложения продольного и поперечного простирания, обусловивших сложное линзовидно-блоковое строение Енисейской провинции. Осадконакопление в прогибах сухопитского и тунгусикского времён проходило в латеральном ряду почти синхронно с накоплением островодужных (эвгеосинклинальных) комплексов Исаковско-Приенисейской СФЗ.

Золотоносность Ангаро-Канской СФЗ в данной работе не рассматривается в силу специфичности её геологического строения, охарактеризованной в работе Т. Я. Корнева с соавторами [10]. Они относят вулканогенные формации к риолит-коматиит-базальтовой (кузеевская серия), а метатерригенно-карбонатные фации канской серии, в которых выявлены золоторудные месторождения, – к зеленокаменным поясам архей-раннепротерозойской эпохи.

Для литолого-стратиграфического разреза прогибов сухопитской серии (суммарная мощность 2,6–5,1 км) характерна латерально-вертикальная смена фаций, выделенных предшественниками в ранге свит [1, 6, 7]. Нижние части разреза сложены высокоглиноземистыми сланцами и кварцитами с горизонтами туфогенно-терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных пород пенченгской и кординской свит. В средней части фиксируется толща с признаками терригенно-туфогенных пород горбилонской свиты. В верхних частях разреза преобладают терригенные и углеродсодержащие карбонатно-терригенные толщи флишоидного строения. На большей части прогибов они имеют относительно однородное строение.

В средней и верхней частях разреза состав толщ наиболее изменчив. В прогибах Восточной (Чернореченско-Каменская СФЗ) и Центральной (Ворогов-

ско-Ангарская и Тейско-Татарская СФЗ) частей провинции преобладают толщи, сложенные вулканогенно-сланцевыми, песчано-сланцевыми, углеродисто-терригенно-карбонатными и карбонатными фациями, а в Западной (Исаковско-Приенисейская СФЗ) отмечается существенная доля вулканогенных фаций риолит-базальтовой формации натрового ряда островодужного режима развития. Литолого-стратиграфическим маркером разреза сухопитских бассейнов может служить горбилонская свита туфогенно-карбонатно-терригенного состава. Завершается разрез сухопитской серии образованиями терригенно-карбонатными фациями свит карточки + аладьинская (сосновская), служащих верхним реперным горизонтом разреза. На этом уровне работами ЦНИГРИ (2015 г.) на Средне-Ишимбинской перспективной площади выявлено Южное рудопроявление золото-сульфидно-кварцевых руд в минерализованной зоне среди терригенно-карбонатной толщи.

Обнаруженные к настоящему времени стратидные золоторудные месторождения локализованы в углеродистых и безуглеродистых карбонатно-терригенных и терригенных толщах флишоидного строения сухопитского времени в Тейско-Татарской и Чернореченско-Каменской золоторудных зонах. Их сравнительная характеристика приведена в табл. 1.

Бассейны тунгусикского времени характеризуются обстановками значительной палеоструктурной дифференциации задуговых прогибов осадконакопления. В их строении участвуют вулканогенно-карбонатно-терригенные, туфогенные и вулканогенные фации контрастной риолит-базальтовой и последовательной липарит-дацит-андезит-базальтовой формаций, углеродисто-карбонатно-терригенные толщи флишоидного строения (черносланцевые), вулканогенно-терригенно-карбонатные и рифогенные карбонатные отложения. Отчётливо выражен латеральный ряд осадконакопления, в котором мощные терригенные углеродсодержащие толщи флишоидного строения в локальных палеовпадинах сменяются синхронными терригенно-карбонатными и карбонатными толщами с горизонтами строматолитов и онколитов, сформировавшимися на разделяющих их палеоподнятиях в Ангаро-Тисской подзоне.

Анализ вертикального ряда формаций тунгусикской серии отчётливо выявляет её ритмичное строение. Обособляются два сходных по строению

1. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИЗНАКОВ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ТЕЙСКО-ТАТАРСКОЙ И ЧЕРНОРЕЧЕНСКО-КАМЕНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН

Критерии и признаки	Типы структурно-металлогенических зон	
	Тип 1. Центральная (Тейско-Татарская) с широким развитием ареалов интрузий гранитоидного ряда на современном эрозионном срезе	Тип 2. Восточная (Чернореченско-Каменная) без проявления интрузий гранитоидного ряда на современном эрозионном срезе
Структурные (тектонические)	Сложно построенный антиклинорий с выступами пород комплекса архей-нижнепротерозойского основания и ареалами гранитоидного магматизма, осложнённый региональными разломами субпродольного и поперечного плана и зонами надвигов. Антиклинорий сложен разномасштабными блоками выступов пород комплекса гранито-гнейсового основания, вулканогенно-карбонатно-терригенно-сланцевыми образованиями латерально-вертикального ряда формаций, включающих рудовмещающие и потенциально рудовмещающие терригенные и черносланцевые комплексы пород пенченгинской свиты нижнего протерозоя – нижнего рифея, сухопитской серии нижнего – среднего рифея с ареалами интрузий гранитоидного ряда, терригенно-карбонатно-сланцевыми и сланцево-терригенными формационными комплексами пород унаследованных прогибов с накоплением формаций тунгусикской серии позднего рифея и моласоидными формациями межгорных впадин и прогибов венд-кембрийского времени.	Сложно построенный синклинорий с унаследованными наложенными прогибами, ограниченный региональными разломами преимущественно продольного плана, субсогласного с общей линейной структурой. Синклинорий сложен преимущественно вулканогенно-карбонатно-терригенно-сланцевыми образованиями латерально-вертикального ряда пород сухопитской серии нижнего – среднего рифея, включающими рудовмещающие и потенциально рудовмещающие терригенные и черносланцевые комплексы, перекрытые терригенно-карбонатно-сланцевыми и сланцево-терригенными формационными комплексами унаследованных прогибов тунгусикской серии среднего – позднего рифея и моласоидными формациями межгорных впадин и прогибов венд-кембрийского времени.
Палеоструктуры и режим формирования терригенных и черносланцевых комплексов	Рифтогенные и надрифтогенные унаследовано развивавшиеся прогибы с мезо- и миогеосинклинальными режимами осадконакопления на склоне континента в ранне-среднерифейское время с унаследованным режимом развития в средне-позднерифейское время.	Прогиб склона континентального шельфа с миогеосинклинальным режимом осадконакопления в ранне-среднерифейское время с унаследованным режимом развития в средне-позднерифейское время.
Рудовмещающие формационные комплексы	Флишоидные туфогенно-карбонатно-сланцевые и но-песчано-сланцевые	флишоидные углеродсодержащие карбонатно-песчано-сланцевые
Рудовмещающие литолого-фациальные типы пород (для типовых месторождений) и их геологический возраст	Песчано-карбонатно-сланцевые углеродсодержащие кординской свиты R ₂ (Олимпиадинское) Туфогенно-карбонатно-песчано-сланцевые горбилоской свиты R ₂ (Благодатное, Удереysкое) Песчано-карбонатно-сланцевые углеродсодержащие удереysкой свиты R ₂ (Ведугинское) Туфогенно-сланцевые пенченгинской свиты PR ₁ (Герфедское)	Песчано-алевро-сланцевые углеродсодержащие удереysкой свиты и туфогенно-песчано-сланцевые горбилоской свиты R ₂ (Эльдорадо, Советское)
Наличие вулканогенных пород	В нижних и средних частях латерально-вертикальных рядов формационных комплексов установлены толщи с вулканогенно-туфогенными фациями базальтоидного вулканизма.	Нет данных
Проявления гранитоидного магматизма	Характерно очаговое проявление гранитоидного магматизма Татарско-Аяхтинского и Глушинского комплексов среднего и позднего рифея.	Не характерно на современном эрозионном уровне (по геофизическим данным предполагаются на глубоких горизонтах в зоне сочленения крыла антиклинорного и синклинорного блоков).
Геохимические	Литогеохимические вторичные ореолы золота (± мышьяка). Шлиховые потоки и ореолы золота, «головки» россыпей золота	
Минералогические: ведущий тип руд по их минералого-геохимическому составу	Золото-сульфидно-(сурьяно)-кварцевый, золото-сульфидно-(мышьяковисто-сурьяно)-кварцевый	Золото-(серебро)-мышьяковистый, золото-кварц-сульфидный
Ведущие золоторудные формации по классификации ЦНИГРИ (2002 г.)	Золото-кварцевая, золото-кварц-сульфидная	

Примечание. Таблица составлена по материалам ФГУП «Иркутскгеологии» в интерпретации авторов.

ритмоцикла мощностью 1,1–2,5 км, в основании которых преобладают терригенные и терригенно-сланцевые толщи, а в верхней части – терригенно-карбонатные и карбонатные, в том числе рифогенные биогермные. Наибольший объём вулканитов последовательной формации тунгусикского комплекса фиксируется в западной части Енисейского кряжа (Приенисейская и Исаковская СФЗ). У исследователей нет единого мнения о распространённости и объёме вулканогенных образований в разрезе серии. Большинство отмечают незначительную роль вулканитов, оценивая её в 5–10 % для разрезов восточной части и 30–40 % – для западной.

Сформировавшиеся в прогибах тунгусикского времени углеродистые карбонатно-терригенные и карбонатные толщи (включая органогенные) вмещают стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения в черносланцевых толщах (Рассохинское, Линейное и ряд рудопроявлений) и свинцово-цинковые (Горевское, Меркурихинское, Морянихинское, Токминское и ряд рудопроявлений) стратиформные в карбонатных толщах (см. рис 2). В размещении месторождений и проявлений цветных металлов в породах тунгусикского времени в целом отмечается смена (с севера на юг) медно-колчеданной минерализации в вулканогенно-осадочных толщах Вороговской и Тейско-Большепитской подзон на стратиформную колчеданно-полиметаллическую минерализацию в черносланцевых толщах (Линейное месторождение) и стратиформную свинцово-цинковую минерализацию в карбонатных толщах (Горевское, Морянихинское месторождения), которые локализованы в верхнерифейских фациях задугового бассейна Ангаро-Тисской подзоны. Проявления золоторудной минерализации в толщах тунгусикской серии к настоящему времени авторам не известны.

В Енисейской провинции установлено три основных региональных литолого-стратиграфических уровня осадконакопления с локализацией золоторудной минерализации в бассейнах сухопитского времени в пределах Центральной (Тейско-Татарской) и Восточной (Чернореченско-Каменской) СФЗ с миогеосинклинальным режимом осадконакопления, синхронным по времени формирования островодужному в Исаковско-Приенисейской СФЗ:

- *нижнепротерозойский* – в метавулканогенно-карбонатно-терригенных толщах пенченгинской свиты (Герфедское месторождение и др.);

- *раннерифейский* – в карбонатно-песчано-сланцевых толщах кординской свиты (Олимпиадинское, Титимухтинское и др. месторождения);
- *среднерифейский* – в туфогенно-алевро-песчано-сланцевой толще горбилковской свиты (месторождение Благодатное), в алеврито-сланцевой удерейской (Советское, Эльдорадо и др. месторождения), погорюйской свите (Ведугинское и др. месторождения) и мергелисто-карбонатной толще объединённой свиты карточки ± аладынская ± сосновская (Южное рудопроявление).

Стратиформные свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения, обнаруженные в Ангаро-Тисской подзоне Вороговско-Ангарской СФЗ, локализуются в карбонатных и углеродистых терригенно-карбонатных фациях тунгусикской серии верхнего рифея. Золоторудных объектов на этом стратиграфическом уровне не установлено.

На рис. 3 представлена идеализированная схема латерально-вертикального ряда накопления рудовмещающих толщ в рифтогенных и надрифтогенных прогибах разновозрастных задуговых бассейнов рифейского времени и островодужных вулканогенных и терригенно-вулканогенных формациях. Отражены также стратоеуровни размещения рудовмещающих толщ со стратоидными месторождениями золото-углеродистого семейства, стратиформными колчеданно-полиметаллическими месторождениями в углеродистых карбонатно-терригенных (черносланцевых) толщах и свинцово-цинковыми месторождениями в карбонатных толщах. В этой схеме не учитывается рудообразующая роль интрузивного магматизма и метаморфогенного перетолжения рудных концентраций в зонах складчато-разрывных дислокаций, отмеченных в работах А. М. Сазонова с соавторами [18] и А. И. Иванова [9].

Ленская провинция в рифей-вендский период представляла собой окраину шельфа и склона Сибирского палеоконтинента с системой рифтогенных и надрифтовых прогибов с рассеянным спредингом в латеральном ряду с синхронными им структурно-вещественными комплексами (СВК) островодужной (эвгеосинклинальной) системы Байкало-Муйской (Байкало-Витимской) провинции. Терригенные и карбонатно-терригенные СВК внешнего (Прибайкало-Патомского) и внутреннего (Мамско-Бодайбинского) шельфов, к которым примыкают эти области, с юга оконтуриваются по фрагмен-

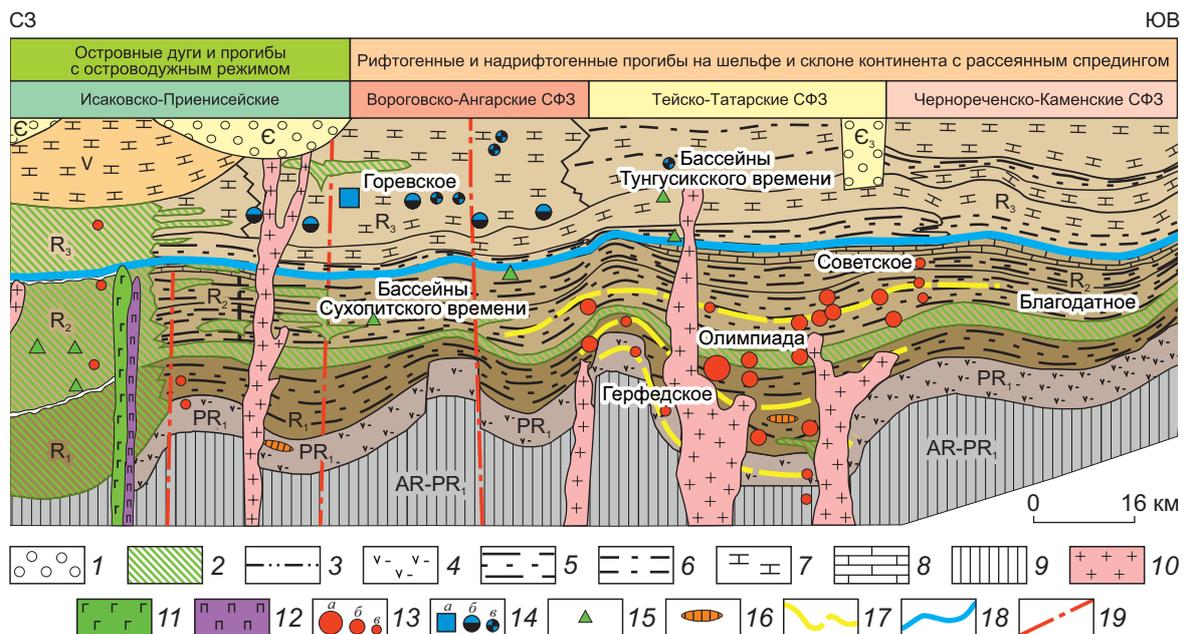


Рис. 3. ИДЕАЛИЗИРОВАННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СТРАТОУРОВНЕЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ:

формации и их фации: 1 – терригенная конгломерато-песчаная, 2 – вулканогенные и терригенно-вулканогенные нерасчленённые (толщи, горизонты, линза), 3–7 – флишоидного строения (в том числе углеродсодержащие) рифейского и рифей-вендского времени: 3 – терригенная алевролит-песчаная, 4 – преимущественно тuffогенно-сланцевая, 5 – сланцево-терригенная, 6 – карбонатно-терригенно-сланцевая, 7 – терригенно-карбонатно-сланцевая; 8 – карбонатная, в том числе органогенная; 9 – метаморфические комплексы (гранито-гнейсовые, гнейсо-гранитовые и мигматит-амфиболит-кристаллосланцево-гнейсовые); 10 – гранитоиды (нерасчленённые); 11 – габброиды (нерасчленённые) и долериты; 12 – базит-гипербазиты; *месторождения и рудопроявления:* 13 – золоторудные (а – крупные, б – средние, в – мелкие), полиметаллические (14 – свинцовые крупные (а), мелкие (б), рудопроявления (в)), 15 – рудопроявления меди, 16 – горизонты с железистыми кварцитами; 17 – стратоуровни локализации золоторудной минерализации; 18 – реперный горизонт границы среднего и верхнего рифея; 19 – разломы конседиментационного заложения

там системы шовных разломов глубинного заложения Олокито-Делюн-Уран-Сюльбанской зоны. Эти разломы контролируют размещение Олокито-Мамской и Чаяндро-Урях-Бахтарнакской (Сюльбанской) СФЗ с задуговым режимом осадконакопления вулканогенных, вулканогенно-терригенных, углеродсодержащих и безуглеродистых карбонатотерригенных фаций. Схема размещения структурно-формационных зон Ленской провинции и их подзон отражена на рис. 4.

Прогибы и СВК внешнего и внутреннего шельфов разделены Аkitканской и Чуйско-Тюнодско-Нечерской зонами дугообразно расположенных внутренних палеоподнятий. Последние представлены архей-раннепротерозойским мигматит-амфиболит-кристаллогнейсовым комплексом основания и нижнепротерозой-нижнерифейским (?) вулканогенно-терригенными комплексами Аkitканского вулканоплутонического пояса.

По данным А. И. Иванова, Г. Л. Митрофанова [7–9, 11], общий план размещения фаций на шельфе определяется дугообразной формой последнего с углублением профиля осадконакопления к открытой южной части, переходящей в континентальный склон, на котором накапливались флишоидные типы разрезов. Мощность осадков в центральной части Бодайбинского бассейна составляла более 10 км. Существенную роль в развитии данной территории сыграла система троговых прогибов (рифтов), прошедших в рифее различные стадии развития. В частности, погребённые рифтовые структуры в основании рифейского разреза Бодайбинской части шельфа и континентального склона обусловили возникновение благоприятных обстановок углеро-

генно-терригенными комплексами Аkitканского вулканоплутонического пояса.

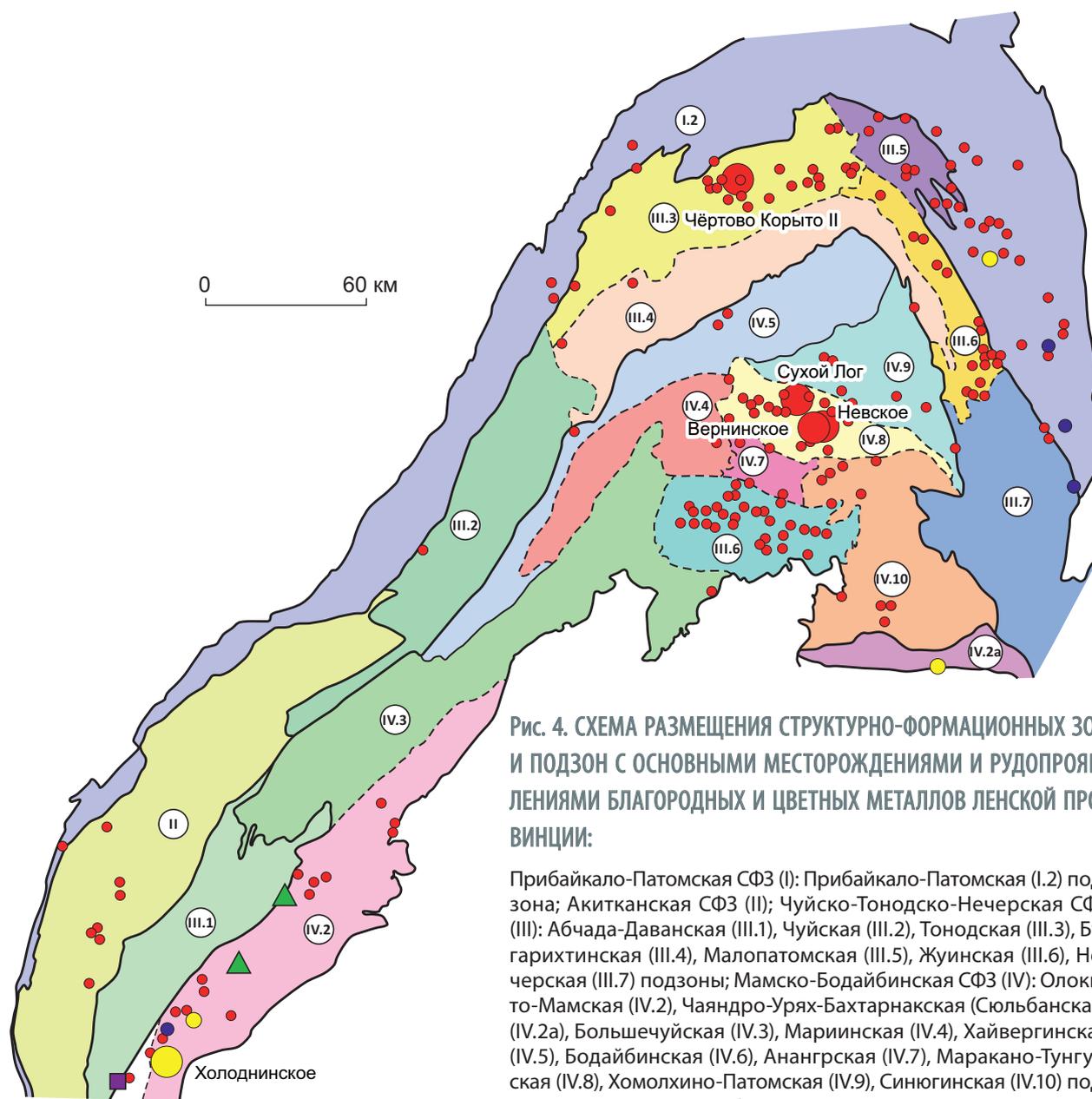


Рис. 4. СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН И ПОДЗОН С ОСНОВНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯМИ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ЛЕНСКОЙ ПРОВИНЦИИ:

Прибайкало-Патомская СФЗ (I): Прибайкало-Патомская (I.2) подзона; Аkitканская СФЗ (II); Чуйско-Тоновско-Нечерская СФЗ (III): Абчада-Даванская (III.1), Чуйская (III.2), Тоновская (III.3), Бугарихтинская (III.4), Малопатомская (III.5), Жуинская (III.6), Нечерская (III.7) подзоны; Мамско-Бодайбинская СФЗ (IV): Олоkitо-Мамская (IV.2), Чаяндро-Урях-Бахтарнакская (Сюльбанская) (IV.2a), Большечуйская (IV.3), Мариинская (IV.4), Хайвергинская (IV.5), Бодайбинская (IV.6), Анангрская (IV.7), Маракано-Тунгусская (IV.8), Хомолхино-Патомская (IV.9), Синюгинская (IV.10) подзоны; остальные усл. обозн. см. рис. 2

дистого седиментогенеза в глубоководных трогах шельфовой зоны и континентального склона с накоплением сульфидной минерализации с первичной концентрацией благородных металлов, что было ранее отмечено В. А. Буряком [1, 2]. Именно такие обстановки, с последующими этапами преобразования, служат одним из критериев локализации стратоидных месторождений золота в черносланцевых толщах.

Палеотектонические обстановки осадконакопления углеродсодержащих и безуглеродистых тер-

ригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, реже туфогенно-терригенных, туфогенно-терригенно-карбонатных фаций флишоидного строения в палеобассейнах Ленской провинции принципиально соответствуют режиму задуговых бассейнов с рифтогенными и надрифтогенными прогибами и сформированными синхронно с ними островодужными комплексами Байкало-Муйского вулканического пояса. Эти обстановки сходны с охарактеризованными выше обстановками Енисейской провинции.

Как отмечено в работе А. И. Иванова и других исследователей [7, 8, 11, 12], в основании рифтогенных прогибов в районе Тонодского выступа СВК Ленской провинции выделяются нижнепротерозойские толщи албазинской и михайловской свит с грубо-мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми метапесчаниками и горизонтами углеродистых метапесчаников и метаалевролитов флишоидного строения. Эти толщи со структурным несогласием перекрываются вулканогенно-терригенными и терригенно-карбонатно-сланцевыми осадками медвежьевской свиты с горизонтами железистых кварцитов раннерифейского времени. Сходные с ними образования развиты и в рифтогенных прогибах (включая Олокито-Мамский и Чаяндро-Урях-Бахтарнакский) Олокито-Делюн-Уран-Сюльбанской зоны, расположенных на южном фланге Ленской провинции в зоне, прилегающей к СВК Байкало-Муйской (Байкало-Витимской) провинции. Такие прогибы одними геологами рассматриваются как рифтогенные, другими – как островодужные или задуговые. Основным признаком их формационного выполнения – наличие в строении разреза от двух до трёх литолого-стратиграфических уровней терригенно-вулканогенных и вулканогенных фаций, в том числе с горизонтами железистых кварцитов в основании и флишоидных углеродистых терригенных и хемогенно-органических карбонатных фаций со стратиформными залежами колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд в средних частях разрезов.

Среднерифейский и верхнерифей-вендский периоды, начиная с хорлухтаховской и хайвергинской свит нижнего рифея, характеризуются накоплением толщ флишоидного строения с углеродистыми, углеродсодержащими и безуглеродистыми терригенными (псаммит-псефитовыми и псаммит-пелитовыми), карбонатно-терригенными, терригенно-карбонатными, сланцево-песчаниковыми и песчано-алевро-сланцевыми, мергелисто-карбонатными, карбонатными, в том числе органическими, туфогенно-терригенными, туфогенно-терригенно-карбонатными фациями с различными их сочетаниями в отдельных впадинах. Накопление золотосодержащих углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных толщ в Байкало-Патомской (Ленской) провинции завершилось во второй половине венд-кембрийского периода [7, 11].

Типичными чертами толщ среднерифей-вендского времени являются флишоидное строение и

макроритмичность накопления осадков – нижние части разрезов характеризуются углерод- и часто карбонатсодержащими псаммит-пелитовыми фациями, верхние части – преимущественно алевроглинисто-карбонатными и карбонатными фациями. Основные литотипы пород, в которых локализируются золоторудные залежи, имеют в разрезе углеродистые фации с сингенетичной пиритовой (в том числе золотоносной пиритовой) и/или пирротиновой минерализацией. Помимо благороднометаллоносного оруденения на ряде стратоединиц локализуется и золотосодержащее колчеданно-полиметаллическое оруденение, как в случае Холоднинского месторождения и ряда крупных рудопроявлений (Овгольское, Среднее и др.) в Олокито-Делюн-Уран-Сюльбанской зоне Северного Прибайкалья.

Состав, строение и фациальные особенности толщ рифейского и рифей-вендского времени, а также их комплексная металлоносность наиболее полно рассмотрены в работах А. И. Иванова [7, 8]. Отмечено, что в рифейском разрезе Ленской провинции практически все литолого-стратиграфические уровни с толщами флишоидного строения имеют признаки золотоносности. Исключение составляют преимущественно карбонатные породы бодайбокской и мариинской свит. К настоящему времени золоторудные месторождения, в том числе с крупными залежами в углеродистых карбонатно-терригенных толщах флишоидного строения, выявлены на шести основных региональных литолого-стратиграфических уровнях в возрастном диапазоне от раннего протерозоя до венда включительно:

- *нижнепротерозой-нижнерифейский* – в углеродистых метавулканогенно-карбонатно-терригенных толщах михайловской и пурпольской свит (Чёртово Корыто, Ходоканское и др. месторождения);
- *нижнерифейский* – в углеродистых карбонатно-песчано-сланцевых толщах хорлуктаховской свиты (Георгиевское и др. рудопроявления);
- *среднерифейский* – во флишоидной углеродистой песчано-алевролитово-сланцевой толще бузихтинской свиты (Верхне-Угаханское, Уряхское и др. месторождения);
- *верхнерифейский* – в углеродистых карбонатно-терригенно-алевролитово-сланцевых толщах хомолхинской (валюхтинской) свиты (Сухой Лог, Голец Высочайший, Петровское и др. месторождения);

- *нижневендский* – в сланцево-песчаниково-алевролитовой толще аунакитской свиты (Невское, Вернинское, Копыловское, Ыканское и др. месторождения),
- *верхневендский* – в сланцево-алевролитово-песчаниковой толще догалдынской (месторождения Догалдынская жила, Ожерелье) и илигирской свит (Ровнинское, Атырканское и др. рудопроявления).

Стратиформное колчеданно-полиметаллическое оруденение во флишоидной черносланцевой толще ондокской свиты верхнего рифея (Холоднинское, Овгольское, Среднее и др. месторождения) и свинцово-цинковое в карбонатных толщах (Йоко, Рыбачье и др. месторождения) установлены в Олокито-Мамском и Чаяндро-Бахтарнакском прогибах Олокиит-Делюн-Уран-Сюльбанской зоны. Эти прогибы, характеризующиеся наличием в разрезах вулканитов риолит-базальтовой формации, образуют единый латеральный ряд с золотоносными толщами верхнерифейского литолого-стратиграфического уровня Бодайбинского прогиба, вмещающего стратоидные золоторудные залежи месторождений Сухой Лог, Голец Высочайший и др. Уровень их локализации по возрасту синхронен рудовмещающим толщам Енисейской провинции с полиметаллическими месторождениями Горевское, Рассохинское и др.

Предлагаемая схема последовательности осадконакопления рудовмещающих толщ со стратоидными месторождениями золото-углеродистого семейства, стратиформными колчеданно-полиметаллическими в углеродистых карбонатно-терригенных (черносланцевых) толщах и свинцово-цинковыми в карбонатных толщах отражена на идеализированном профиле размещения обстановок формирования латерально-вертикальных рядов геологических и рудных формаций Ленской провинции (рис. 5).

Для обеих провинций за реперные горизонты могут быть приняты стратоуровни локализации месторождений железистых кварцитов в терригенно-вулканогенных толщах, колчеданно-полиметаллических в черносланцево-терригенных толщах флишоидного строения и стратиформных свинцово-цинковых в карбонатных толщах. Формирование таких месторождений тесно связано с вулканической активностью и позволяет фиксировать стратиграфические уровни её проявления. Перерывы в затухании вулканизма фиксируются, по на-

шему мнению, накоплением мощных хемогенно-рифоженных карбонатных толщ, которые также могут рассматриваться в качестве реперных литолого-стратиграфических уровней для сопоставления режимов осадконакопления.

В принятой схеме строения вертикально-латерального ряда геологических формаций Енисейской и Ленской провинций для сопоставления стратоуровней локализации стратоидных золоторудных и стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений предлагается принять за реперные толщи два литолого-стратиграфических уровня:

- терригенно-вулканогенные толщи с горизонтами железистых кварцитов в объёме пенченгиской и кординской (?) свит Енисейской провинции и медвежевской, тыйской и иловирьской свит Ленской провинции с отнесением их к раннерифейскому времени;
- карбонатные толщи в объёмах объединённой свиты карточки + аладынская (сосновская) Енисейской провинции, с отнесением её к завершающему этапу среднерифейского времени, и бодайбокканской (мариинской) свиты Ленской провинции, с отнесением к завершению раннерифейского времени.

Выявление положения золоторудной минерализации в разрезе позволяет с большей степенью достоверности проводить литолого-фациальные реконструкции обстановок осадконакопления и формирования стратоуровней локализации стратиформных рудных залежей цветных и стратоидных благородных металлов и, как следствие, прогнозировать возможность их выявления в сходных геологических обстановках. Выявление жильной и жильно-прожилковой золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой минерализации в толщах, перекрывающих «базовые» рудоносные уровни с первично рассеянной золоторудной минерализацией, рекомендуется рассматривать как признак возможного стратоидного золоторудного оруденения в толщах флишоидного строения на более низких литолого-стратиграфических горизонтах.

При общей схожести режимов осадконакопления углеродисто-терригенных (черносланцевых) толщ в прогибах задуговых бассейнов рифейского времени Ленской и Енисейской провинций в их рудоносности отмечаются как черты сходства, так и значительные различия. В частности, в Ленской провинции стратоуровни локализации стратоидных

месторождений в черносланцевых толщах фиксируются на всех литолого-стратиграфических уровнях рифей-вендского разреза, тогда как в Енисейской – только в толщах сухопитской серии нижне- и среднерифейского времени. В толщах верхнерифейского разреза этой провинции (тунгусикская серия), несмотря на наличие горизонтов с рассеянной сингенетичной вкрапленностью пирита в углеродисто-терригенных толщах флишоидного строения, золоторудных объектов не выявлено. Вместе с тем на этом стратоевровне выявлены месторождения и рудопроявления свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах и колчеданно-полиметаллических в черносланцевых.

Эти факты указывают на отчётливо проявленную вертикальную металлогеническую зональность, выраженную сменой золоторудных месторождений в черносланцевых толщах нижнепротерозой-среднерифейского возраста на свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические в толщах среднего и верхнего рифея Енисейской провинции. В Ленской же провинции установлена латеральная металлогеническая зональность золоторудного и колчеданно-полиметаллического оруденения в сходных по фациальному составу рудовмещающих толщах. В частности, уникальное по масштабам золоторудное месторождение Сухой Лог с золото-кварц-сульфидными рудами, как и Холоднинское месторождение с золотосодержащими колчеданно-полиметаллическими рудными залежами, а также колчеданно-свинцово-цинковыми рудами (Среднее и др. месторождения), локализуется на средне-верхнерифейском стратоевровне.

Установлены различия в составе стратиформных колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд этих провинций. В Енисейской провинции матрица руд колчеданно-свинцово-цинковых залежей (месторождение Горевское) представлена «сидерититами», а в Ленской (месторождение Холоднинское) – сульфидно-кремнистой (кварц-пиритовой). Это, вероятно, обусловлено различной специализацией сингенетичных рудоносных растворов и составом рудовмещающих пород. Вместе с тем стратиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных толщах обеих провинций локализуются в толщах сходного состава с карбонатными, в том числе биогермными, фациями.

Установлены различия и в геохимическом спектре сопутствующих золоту элементов. Рудные за-

лежи месторождений золота Енисейской провинции характеризуются наличием As, Sb, W, реже Mo, Ag, а Ленской провинции – As, Ag, Hg, реже Си, Sb, Pt (?). Состав сопутствующих элементов-примесей и их количество в процентном отношении к золоту варьирует как в пределах золоторудных тел, так и на месторождениях единого рудного поля, что определяет широкий спектр минералого-геохимических типов золоторудной минерализации. Эти различия, вероятно, связаны как с особенностями региональной металлогенической специализации металлоносных вулканогенно-гидротермальных растворов и условий их осаждения, так и с последующими процессами преобразования с дополнительным поступлением элементов-примесей в связи с интрузивной активностью.

Для уточнения размещения литолого-стратиграфических уровней стратоевдных золоторудных и стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений в толщах флишоидного строения, а также свинцово-цинковых в карбонатных толщах, были проанализированы сведения по определению изотопно-геохронологических данных возрастов проявления вулканизма, гранитоидного и базитового магматизма, а также рудовмещающих метасоматитов и рудной минерализации на месторождениях рассматриваемых провинций (табл. 2).

Анализ приведённых данных указывает как на близость периодов их формирования в архей-раннепротерозой-раннерифейские периоды, так и на значительные расхождения в более поздние. Из табл. 2 следует, что основные рубежи эпох рудообразования стратоевдных золоторудных месторождений Енисейской и Ленской провинций отчасти коррелируются с аналогичными нижними уровнями протерозой-нижнерифейских рудовмещающих толщ.

По данным А. Д. Ножкина [13], для Енисейской провинции выделены три эпохи формирования стратоевдных месторождений золоторудного семейства, которые коррелируют с эпохами заложения и эволюции рифтогенных структур и проявлениями внутриплитного магматизма на рубежах 800–770, 720–700 и 670–650 млн лет, соответствующих верхнерифейскому времени (1030–600 млн лет) по геохронологической шкале на 2019 год (см. табл. 2). Наиболее поздние пострудные преобразования минерального вещества связаны с тектономагматическими процессами, фиксируемыми внедрением сиенит-щёлочно-сиенитовых и субщелоч-

ных гранитоидов (Татарский комплекс) с возрастом 630–620 млн лет.

В Ленской провинции наряду с этими эпохами, по данным А. И. Иванова [7, 8, 9] и Г. Л. Митрофанова [10], проявлены и процессы палеозой-мезозойской активизации с внедрением Конкудеро-Мамаканского и Сынырского комплексов гранитоидов (270–320, 285–317, 300–330 млн лет) и полистадийного Баргузино-Витимского батолита, которые представлены малыми телами в пределах Бодайбинского рифтогенно-надрифтогенного прогиба и рифтогенных прогибов Олокито-Делюн-Уран-Сюльбанской зоны. В пределах последних золоторудные проявления выявлены как в габброидах Довыренского (728–673 млн лет), гранитоидах Витимского (Бамбукойского, Падринского) граносиенит-гранит-порфинового комплексов (616–598 млн лет) и гранитоидах Муйского (Талаинского) (615–603 млн лет), так и вмещающих их туфогенно-терригенных комплексах флишоидного строения ниже-среднерифейского времени.

Отметим, что датировки абсолютных возрастов различными методами приводят к парадоксальным результатам. В частности, свинцово-цинковое месторождение Горевское по литолого-стратиграфической шкале сформировано в толщах тунгусикской серии верхнего рифея, а его абсолютный возраст соответствует времени формирования золоторудных месторождений, локализованных в толщах сухопитской серии среднего рифея. В Ленской провинции на верхнерифейском стратоуровне локализованы как стратоидные золоторудные месторождения, так и стратиформные месторождения колчеданно-полиметаллических руд в углеродистых карбонатно-терригенных толщах флишоидного строения и свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах.

В заключение предлагаем для обсуждения вопрос о пространственно-временной связи рассеянной стратоидной золоторудной и концентрированной стратиформной свинцово-цинковой и колчеданно-полиметаллической минерализаций с вулканогенными процессами.

В пределах Енисейской провинции в бассейны сухопитского ранне-среднерифейского времени осадконакопления, включая фации свиты карточка + аладинская (сосновская), преобладало поступление золотоносных и других металлоносных флюидов с их сменой на полиметалльные (медь, свинец, цинк) в бассейны тунгусикского времени средне-

го – позднего рифея. В Ленской провинции поступление металлоносных флюидов происходило на более длительных отрезках времени (от раннего рифея до венда включительно); золотоносные флюиды преобладали в Бодайбинском прогибе в среднерифей-вендский периоды, а комплексные благороднометалльные и полиметаллические – в рифтогенных прогибах его основания (Олокито-Мамский и Чаяндро-Урях-Бахтарнакский прогибы Олокит-Делюн-Уран-Сюльбанской СФЗ).

Для доказательства высказанной предшественниками точки зрения о возможной связи накопления первичной сингенетичной рассеянной минерализации с гидротермальными источниками синхронного вулканизма [2] необходимо выявить локальные латеральные ряды синхронного накопления рудовмещающих углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных фаций флишоидного строения и вулканогенных (туфогенно-эффузивных) фаций. Эта задача отчасти решена для золоторудных месторождений Енисейского кряжа в работе А. Д. Ножкина с соавторами [13], но ими не были рассмотрены проблемы формирования месторождений стратиформных свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах (Горевское и др.) и колчеданно-полиметаллических (Линейное, Рассохинское и др.) в углеродистых карбонатно-терригенных (черносланцевых) толщах флишоидного строения, которое также обусловлено поступлением металлоносных растворов в связи с процессами вулканической деятельности.

К настоящему времени по изотопно-геохронологическим данным установлено, что самый молодой возраст вулканизма Енисейской провинции (670–575 млн лет) соответствуют верхнему рифею, а Ленской (496 млн лет) – кембрию. Этот факт и возраст потенциально золотоносных комплексов гранитоидов (270–320 млн лет) обуславливают более широкий возрастной интервал формирования стратоидных золоторудных месторождений в Ленской провинции, однако не объясняют синхронность стратоуровневой локализации золоторудного и полиметаллического оруденений в СФЗ Ленской провинции и их различные уровни в Енисейской.

В обеих провинциях проявлена многоэтапная тектоно-магматическая активизация, фиксируемая до- и синрудными, а также посторудными интрузивными комплексами и сопровождающими их гидротермальными рудоносными образованиями. Последние обуславливают формирование жильной

2. СОПОСТАВЛЕНИЕ УРОВНЕЙ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА, БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОЙ (в пределах Енисейского края) И ЛЕНСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

Периоды геологического времени, млн лет	Возраст магматизма и золотого оруденения, млн лет									
	Енисейская провинция					Ленская провинция				
	Месторождения	Вулканы (формация)	Гранитоиды (массивы и их комплексы)	Базит-гипербазиты и габброиды	Месторождения	Вулканы (комплексы)	Гранитоиды (массивы и их комплексы)	Базит-гипербазиты и габброиды (массивы, комплексы)		
P ₁ , 298–252	-	-	-	-	Уряжское 275	-	Конкудеро-Маманский, Сынырский 270–320, 285–317, 300–330	-	-	
C ₁ , 358–298	-	-	Порожинский 387–240, 393–387	-	Сухой Лог 447 ± 6–321 ± 14, (вмещающие породы 730–780)	-	Мамский 405–430	-	-	
D ₁ , 419–358	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
S ₁ , 443–419	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
O ₁ , 485–443	-	-	Посольненский 521–374	-	-	Падринский 496	-	-	-	
Є ₁ , 535–485	-	-	-	-	-	-	Лесно-малоякорный 556–537	-	-	
V ₂ , 570–535	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
V ₁ , 600–570	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
RF ₃ , 1030–600	Васильевское 699 Олимпиадинское 794–615, 870–794 Удереинское 677–605 Попутнинское 717–712 Благодатное 754–698 Эльдорадо 795–780 Ведугинское 805, 712–691, 770–720 Советское 830, 820, 776 Горевское 950–850	670–575, 715–682 Риолит-базальтовая 750 Плагиориодацил-базальтовая 780 850 (± 60), 950–720	Татарский 630–620 Аяхтинский 680–625, 683, 760–750 Усть-Порожский 697–700, 761–749, 928–900 Верхнехарлузхинский 753 ± 4 Глушинский 880 Ерудинский 900 Гурахтинский 1000–883 Тейский 1000–950 Тейский гранито-гнейсовый купол 1100–950, 866, 700–670 (по циркону 900–1000)	Холоднинское 850–740, (вмещающие породы 850) Чёртово Корыто 700, (вмещающие породы 927)	Иняпукский 670, 711–727, 714–678, 727–700 Медвежевская свита 975–927 Келянский (Нюрун-дуканский) горизонт 927–726	Бамбукойский (Витимский), Падринский 616–598 Талаинский (Муйский) 615–603 Язовский 726	Чая-Нюрун-дуканский 630–585 Мукадекский 593–612 Довыренский 728–673			

RF ₂₇ 1350–1030	-	Рыбинско-Панинбинского вулканического пояса (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar 1042) 970–1400	-	1300–1350	-	Доросский 1055 Метабазальты 1050
RF ₁₇ 1650–1350	-	Металикробазальт-базальтовая 1380–1250	-	-	-	-
PR ₁ 2500–1650	-	-	-	1850 2200–2600	-	-

Примечание. Таблица составлена по результатам, отражённым в работах [3, 4, 6–12, 16–20]; возрастные датировки приведены без разделения по методам, включающим: Rb-Sr изохронный, U-Pb по циркону, U-Pb SHRIMP-метод, Sm-Nd изохронный, K-Ar, Pb-Pb, U-Th-Pb, новый ⁴⁰Ar/³⁹Ar.
 * Геохронологическая шкала по состоянию на 2019 г. (система по стратиграфическому кодексу 2006 г.).

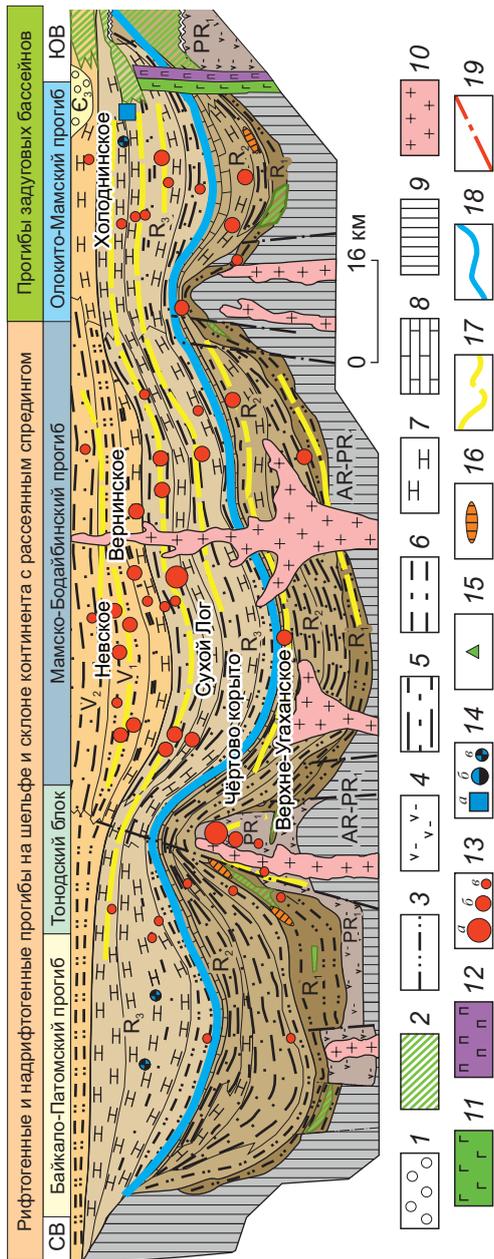


Рис. 5. ИДЕАЛИЗИРОВАННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СТРАТОУРОВНЕЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕНСКОЙ ПРОВИНЦИИ:

усл. обозн. см. на рис. 3

и жильно-прожилковой золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой минерализации в зонах складчато-разрывных дислокаций стратифицированных толщ и сквозного тектонического расщепления интрузивных комплексов предшествующих этапов. При этом золотое оруденение может локализоваться как в стратифицированных терригенных и вулканогенных комплексах, так и в интрузивных (габброидных и гранитоидных). Это доказывается наличием золото-сульфидно-кварцевых месторождений и рудопроявлений в минерализованных зонах тектонических нарушений с метасоматитами березит-лиственитового состава как по габброидам с возрастом 612–593 млн лет (месторождение Мукадек и рудопроявления Правомамского рудного поля), так и по гранитоидам с возрастом 615–603 млн лет (Икибзякское рудопроявление) в Олокито-Делюн-Уран-Сюльбанской зоне Ленской провинции.

Значительная роль в локализации золоторудной минерализации с экономически оправданным содержанием металла для его добычи современными технологиями принадлежит и процессам, связанным с гранитоидным магматизмом, который в Енисейской провинции затухает к венду, а в Ленской проявлен вплоть до каменноугольного периода. В результате его проявления в виде малых интрузий и термокуполов проходили процессы как привноса дополнительных порций золоторудных растворов, так и перераспределения сингенетичной рассеянной золоторудной минерализации в зонах складчато-разрывных дислокаций на различные стратиграфические уровни [9]. Это определяет возможность выделения промежуточных литолого-стратиграфических уровней и расширяет интервал их опробования рудовмещающего разреза с возможным выявлением золоторудных залежей в сквозных зонах складчато-разрывных дислокаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В. А. Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродсодержащих толщах / В. А. Буряк // Геология рудных месторождений. – 1986. – Т. 28, № 6. – С. 31–43.
2. Буряк В. А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ / В. А. Буряк // Доклады АН СССР. – 1976. – Т. 226, № 4. – С. 907–910.
3. Верниковская А. Е. Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные / А. Е. Верниковская, В. А. Верниковский, Н. Ю. Матушкин // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 701–716.
4. Верниковский В. А. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе магнитных и геохронологических данных / В. А. Верниковский, Д. В. Метелкин, А. Е. Верниковская [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 1. – С. 63–90.
5. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / под ред. Г. Н. Бровкова, Л. В. Ли, М. Л. Шермана. – Красноярск : СНИИГГиМС, 1985. – 291 с.
6. Забияка А. И. Районирование Енисейской металлогенической провинции / А. И. Забияка, Ю. В. Гусаров // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. – Красноярск : КНИИГиМС, 2002. – Вып. 3. – С. 80–89.
7. Иванов А. И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы) / А. И. Иванов. – М. : ФГУП ЦНИГРИ, 2014. – 215 с.
8. Иванов А. И. Рифейско-палеозойское рудообразование в Байкало-Патомской золоторудной провинции / А. И. Иванов // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 12. – С. 3–10.
9. Иванов А. И. Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции / А. И. Иванов // Отечественная геология. – 2017. – № 4. – С. 3–23.
10. Корнев Т. Я. Эталон кузеевского риолит-коматиит-базальтового комплекса (Енисейский кряж) / Т. Я. Корнев, В. Н. Князев, С. К. Шарифулин. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2007. – 115 с.
11. Митрофанов Г. Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учёной степени геол.-минерал. наук / Митрофанов Геннадий Лукич. – М., 2006. – С. 45.
12. Немеров В. К. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона / В. К. Немеров, А. М. Ста-

- невич, Э. А. Развозжаева [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 729–747.
13. Ножкин А. Д. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа / А. Д. Ножкин, А. С. Борисенко, П. А. Неволько // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 158–181.
 14. Ручкин Г. В. Минерагения пассивных окраин и шельфов окраинных морей / Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин // Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. – М.: [б.и.], 1998. – 590 с.
 15. Ручкин Г. В. Роль метаморфизма и складчатых деформаций в формировании колчеданно-полиметаллических руд / Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин ; отв. ред. В. Г. Кушев // Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. – М. : Наука, 1983. – С. 27–33.
 16. Ручкин Г. В. Ряды рудных формаций терригенно-сланцевых складчатых поясов / Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин // Руды и металлы. – 2002. – № 1. – С. 15–19.
 17. Рыцк Е. Ю. Гранитоиды раннего палеозоя Северного Прибайкалья / Е. Ю. Рыцк, А. А. Андреев, Е. Б. Сальникова, С. Д. Великославинский // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. – Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2018. – Вып. 16. – 303 с.
 18. Сазонов А. М. Золоторудная минерагения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей / А. М. Сазонов, А. А. Ананьев, Т. В. Полева [и др.] // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. – 2010. – № 4. С. 371-395.
 19. Черных А. И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеостроводужных комплексов Енисейского кряжа : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Черных Александр Иванович. – Новосибирск, 2000. – 20 с.
 20. Чугаев А. В. Rb-Sr изотопная система гидротермального кварца, возраст и источники вещества золоторудных месторождений Сухой Лог (Россия) и Колар (Индия) : специальность 25.00.09 «Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Чугаев Андрей Владимирович. – М., 2007. – 27 с.
 21. Чугаев А. В. Свинцово-изотопные характеристики сульфидов крупных месторождений золота Байкало-Патомского нагорья (Россия) по данным высокоточного изотопного MC-ICP-MS-анализа свинца / А. В. Чугаев, И. В. Чернышев, Ю. Г. Сафонов, М. Р. Сароян // Доклады АН. – 2010. – Т. 434, № 5. – С. 677–680.

STRATIGRAPHIC LOCALIZATION LEVELS OF GOLD AND LEAD-ZINC DEPOSITS, YENISEY AND LENA PROVINCES

V. D. Konkin¹, A. L. Galyamov², A. I. Donets¹, A. V. Okulov¹
 (¹Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow; ²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow)

Deposits and occurrences of vein/veinlet and vein-disseminated ores of gold-sulphide-quartz and gold-quartz types in carboniferous flyschoid terrigenous-carbonate, carbonate-terrigenous, tuffaceous- carbonate-terrigenous sequences (black shale formation) of the Yenisei and Lena provinces are revealed at various lithologic-stratigraphic levels. A comparison of the stratum levels of gold mineralization has been made and a conclusion about the causal relationship between both the localization of gold mineralization with synchronous consedimentation processes and the subsequent tectonomagmatism processes was made.

Keywords: Yenisei ore provinces, Lena gold provinces, gold and base metal deposits, lithologic-stratigraphic levels, black shale formation, flyschoid terrigenous-carbonate strata, volcanism, magmatism.





ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКИСЛЕННЫХ РУД ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АННА И ШИЛОВСКОЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ УРАЛ

По материалам, полученным в ходе геологоразведочных работ на золото – малосульфидно-кварцевых месторождениях Анна и Шиловское, построены схемы вертикальной геохимической зональности окисленных руд. Верхние, наиболее окисленные части золоторудных тел этих месторождений обеднены Au относительно первичных руд, но обогащены Pb, Sb, Ag, Cu, Zn на месторождении Анна и Pb, Sb, As на месторождении Шиловское. Эти элементы связываются в гипергенных минералах (пироморфит, церуссит, англезит, арсениаты железа, самородная медь, халькозин и др.). При проведении геохимических поисков новых золоторудных объектов на территориях с интенсивно проявленными процессами окисления руд рекомендуется использовать аддитивные ореолы элементов, накапливающихся вверху окисленных золоторудных тел.

Ключевые слова: вертикальная рудно-геохимическая зональность, окисленные руды, поиски золоторудных месторождений, гипергенные рудные минералы.

Золоторудные месторождения Анна и Шиловское расположены в Медведско-Свердловском синклинии восточного фланга Среднего Урала. Их руды принадлежат к золото-кварцевой и золото-малосульфидно-кварцевой формациям. Согласно материалам государственной геологической съёмки, в пределах листов О-41, О-41-ХІХ, О-41-ХХV [5–7] к аналогичным рудным формациям относятся руды ещё 13 месторождений региона (рис. 1). Для золотых руд подобного типа характерны низкое содержание сульфидов (до 1–3 %), карбонатно-кварцево-прожилково- жильная форма локализации рудной минерализации, свободное легко извлекаемое с помощью гравитации и цианирования золото. Руды затронуты процессом окисления, распространившимся на значительную глубину. Так, на месторождениях Берёзовый Лог, Шиловское и Анна окисленные руды достигают глубины соответственно 200 [1], 42 и 122 м.

Установление влияния окислительных процессов на состав и геохимические характеристики руд золото-малосульфидно-кварцевых месторождений региона имеет поисково-прогнозное значение при оценке результатов геохимических поисков подобной минерализации, так как определяет выбор состава геохимических ореолов, наиболее чётко проецирующих местоположение золоторудной минерализации. Информация по месторождениям Анна и Шиловское, полученная при оценочных работах на этих объектах в 2006–2007 гг. (геохимические поиски в районе месторождения Анна) и 2015–2016 гг. (геологоразведочные работы на

Несис Виталий Натанович

генеральный директор¹
info@polymetal.ru

Мотов Андрей Павлович

кандидат геолого-минералогических наук
главный специалист дирекции¹
развития бизнеса
motovAP@polymetal.ru

Бутняков Андрей Васильевич

заместитель директора
по минерально-сырьевой базе УФ²
ural_po_grr@polymetal.ru

¹ АО «Полиметалл УК»,
г. Санкт-Петербург

² УФ «Полиметалл УК»,
г. Екатеринбург

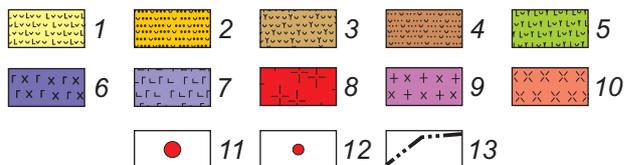
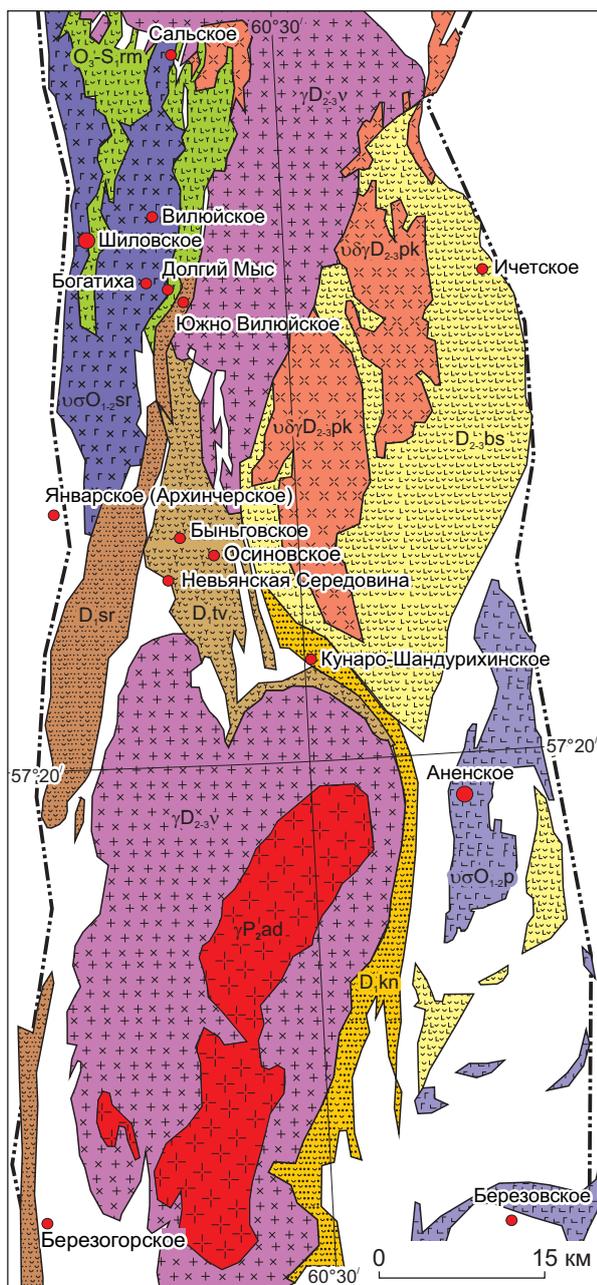


Рис. 1. ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И АССОЦИИРОВАННЫЕ С НИМИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ СВИТЫ И ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕДВЕДСКО-СВЕРДЛОВСКОГО СИНКЛИНОРИЯ:

рудовмещающие вулканогенно-осадочные толщи: 1 – башкарской (D_{2-3bs}), 2 – кунгурковской (D_{1kn}), 3 – таволжанской (D_{1tv}), 4 – шуралинской (D_{1sr}), 5 – ромахинской (O_3-S_1rm) свит; рудовмещающие дунит-гарцбургитовые комплексы: 6 – серовский (uO_{1-2sr}), 7 – первомайский (uO_{1-2p}); гранитоиды, со становлением которых принято связывать формирование золото-малосульфидно-кварцевой минерализации: 8 – граниты адуйского комплекса (γP_{2ad}), 9 – верхисетский (γC_{1-2v}) гранитоидный комплекс, 10 – петрокаменский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($\text{u}\delta\gamma D_{2-3pk}$); золото-малосульфидно-кварцевые месторождения: 11 – изученные по собственным материалам, 12 – рассматриваемые по опубликованным данным; 13 – граница Медведско-Свердловского синклинория

неральный состав руд и околорудных пород изучен с помощью оптического микроскопа и в отражённом, и в проходящем свете, а также на электронном микроскопе. Исследования руд месторождения Анна осуществлялись специалистами Института минералогии УРО РАН (г. Миасс), Шиловского – специалистами НИЦ «Гидрометаллургия».

Около 75 % объёма просмотренного керна скважин представлено окисленными разностями пород. Последовательность замещения первичных минералов минералами зоны окисления наиболее полно разобрана в классическом труде С. С. Смирнова [9], а также рассматривается в современных работах по окисленным рудам месторождений Урала [2–4, 8] и мира [10, 11]. Для месторождений Анна и Шиловское характерны следующие минеральные преобразования (замещения при окислении руд): галенит замещается пироморфитом, церусситом, англезитом; арсенопирит – арсенатами в сростании с гётитом; пирит – гётитом; магнетит и гематит – лимонитом; халькопирит – самородной медью, халькозином, борнитом, ковеллином, азуритом, теноритом, хризоколлой, малахитом; аргентит – самородным серебром; сфалерит – смитсонитом.

месторождения Анна и Шиловское), позволила построить рудно-геохимические модели вертикальной зональности окисленных руд. В выборки проб, отобранных для характеристики каждой из выделенных вертикальных зон окисления руд, были включены пробы с содержанием $\text{Au} \geq 1$ г/т.

Содержания химических элементов в пробах определены в центральной лаборатории АО «Золото Северного Урала» пробирным (Au) и спектральным (Ag, Mg, Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Nb, Cu, Pb, Bi, As, Zn, Sn, Ge, Ga, Be, Y, Yb, P) методами анализа. Ми-

том, каламином; породообразующие алюмосиликаты первичных вмещающих пород – каолинитом.

На всём вертикальном срезе окисленных золоторудных пород месторождений Анна и Шиловское первичный состав пород чаще всего определить невозможно из-за значительной степени замещения первичных минералов гипергенными. Для более корректного выстраивания схемы вертикальной геохимической зональности руд выборки проб с окисленными рудами разделены по содержанию Mg на две группы. В первую группу вошли окисленные породы основного состава с содержанием Mg на уровне первых процентов, во вторую – гипергенно-изменённые кислого состава с содержанием Mg на уровне сотых долей процента и ниже. Оказалось, что разрез вертикальной зональности окисленных руд месторождения Анна лучше всего характеризуют пробы с золотой минерализацией в породах основного состава (дуниты, гарцбургиты, клинопироксениты первомайского комплекса, $\sigma O_{1-2}p$), тогда как представительный вертикальный разрез окисленных руд Шиловского месторождения составляют выборки золотоносных пород кислого состава (дациты, туфопесчаники и туфоалевролиты дацитового состава ромашинской свиты, O_3-S_{1rm}). Для обоих месторождений вертикальный разрез окисленных руд подразделяется на три зоны: нижняя зона умеренно-слабого окисления, средняя зона умеренно-значительного окисления, верхняя зона интенсивного окисления.

Месторождение Анна находится на территории административного округа Верхняя Пышма Свердловской области. Золотые руды приурочены к линейной зоне жильно-прожилковой минерализации, локализованной вдоль тектонического нарушения северо-северо-западного простирания с крутым ($70-80^\circ$) падением на северо-восток. Протяжённость главного рудного тела 40 м по простиранию и 80–90 м по падению. Средняя истинная мощность рудных тел 8,69 м при её вариации 0,81–17,79 м. Основная доля рудной минерализации локализована среди пород первомайского дунит-гарцбургитового комплекса ($\sigma O_{1-2}p$), включающего [7]: серпентиниты, тальк-карбонатные породы, дуниты, гарцбургиты, клинопироксениты (рис. 2). Максимальная глубина разведочных скважин, пройденных на месторождении, 145 м при средней протяжённости скважин 90 м. Общая протяжённость изученного нами керна составила 2461 м.

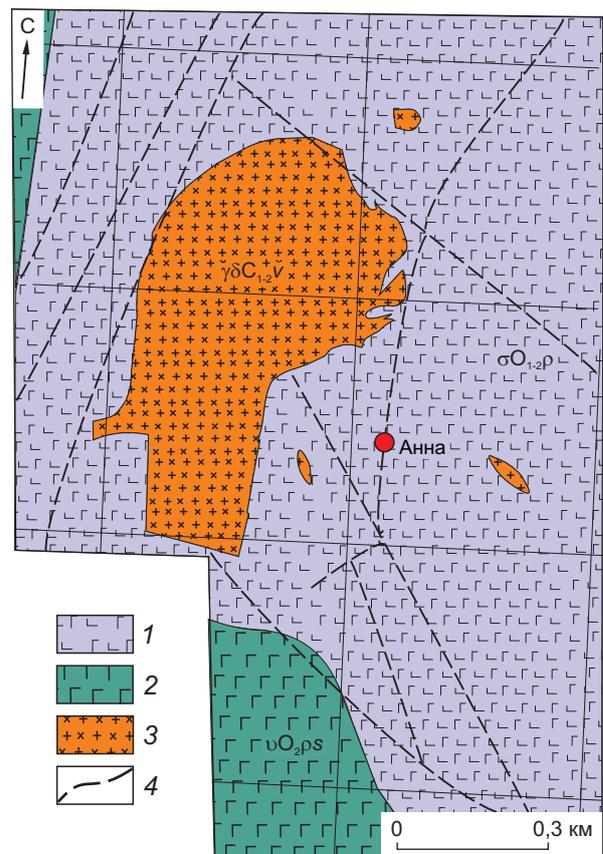


Рис. 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА РАСПОЛОЖЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АННА:

1 – породы первомайского дунит-гарцбургитового комплекса ($\sigma O_{1-2}p$); 2 – породы пышимского габбрового комплекса (uO_{2ps}); 3 – породы верхотурского гранит-гранодиоритового комплекса ($\gamma \delta C_{1-2}V$); 4 – разломы

Первичные породы встречаются в керне, поднятом с глубин 63–93 м при средней глубине 80 м. Не затронутые окислением породы первомайского дунит-гарцбургитового комплекса представлены тёмно-серыми с фиолетовым оттенком массивными мелкозернистыми породами, часто подвергнутыми процессам серпентинизации и последующей лиственизации. Лиственизация выражена в развитии хлорита, фуксита, кварца, талька, магнезита, альбита, пирита в сопровождении густой сети, как правило, тонких кварц-карбонатных прожилков. В результате лиственизации породы осветляются до зеленовато-голубовато-серого цвета. В керне разведочных скважин первичные породы наблюдаются в качестве реликтов среди окисленных пород. Золоторудная минерализация в пер-

вичных породах приурочена к разностям пород, пронизанных сетью кварц-карбонатных прожилков среди лиственитизированных и сульфидизированных ультрабазитов. Сульфидизация проявлена в виде рассеянной вкрапленности пирита и тонкоигльчатого арсенопирита и в виде лучистых агрегатов среди скоплений карбонатных минералов и талька. Из рудных минералов помимо пирита и арсенопирита присутствуют скородит, арсениосидерит, колфанит, халькопирит, галенит, аргентит, блеклая руда, золото пробы 80–99 %. Корреляционная матрица химических элементов по выборке проб с первичной золотой минерализацией характеризует ассоциации элементов, связанные с акцессорными минералами вмещающих пород (Cr–V, Cr–Fe, Fe–Ni – хромит, магнетит, гематит, титаномагнетит, сфен, рутил, ильменит, шеелит, касситерит) и минералами золотоносных лиственитов (Au–Fe, Au–As, Au–Cu – сростание золота с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом) (табл. 1).

Нижняя зона окисления. Породы данной зоны отмечаются в керне, поднятом с глубин 34–122 м при средней глубине 71 м. Средняя мощность зоны составляет 11 м. Породы представлены бежево-коричневыми монолитными разностями, перемежающимися с менее плотными дресвяно-рыхлыми коричневыми породами. При этом в интервалах монолитных окисленных пород нередко проявлена губково-ячеистая текстура, образованная, в частности, в результате выщелачивания карбонатных минералов из участков распространения в первичных породах кварц-карбонатных прожилков. Золотоносные породы нижней зоны окисления отличаются от золотоносных неокисленных более высокими содержаниями Au (см. табл. 1), что характерно, согласно С. С. Смирнову [9], для зоны перехода от окисленных пород к первичным породам (зона цементации или вторичного обогащения). Помимо Au в выборке проб из нижней зоны отмечается повышение содержания элементов-спутников золотой минерализации – Ag, Cu, Pb, Sb и элементов, унаследованных от первичных породообразующих минералов вмещающих пород и минералов, сопровождающих неокисленную золоторудную минерализацию – Mn, Mg, Ni, Fe, Cr, V, Sc, Ba, W, Mo. Для Au фиксируются корреляционные связи с Cu, Fe, Sc, Mn.

Средняя зона окисления. Породы данной зоны встречаются в керне, поднятом с глубин 41–91 м при средней глубине 61 м. Средняя мощность зоны 40 м. Для пород характерно чередование разностей

с дресвяной и мелкокомковатой текстурами. Окраска пород изменяется от желтовато-коричневой до серой и от светло- до тёмно-серой. Мощность чередующихся полос различной окраски и текстуры – от первых дециметров до первых метров. Наблюдается двукратное снижение среднего содержания Au по сравнению с первичной рудой. Помимо содержания Au в зоне в четыре раза снижены количества As и в 2,5 раза – Bi (табл. 2). Для Au фиксируются корреляционные связи с As и Cu. Содержание элементов-спутников рудного Au – Ag, Pb, Zn – в рассматриваемой зоне повышено. Кроме того, в окисленных рудах средней зоны повышены содержания Mn, Mg, Ni, Co, Fe, Cr, V, P, Sc, Ba, W, Mo.

Верхняя зона окисления представлена рыхлыми, максимально окисленными породами рыжевато-коричневой окраски и мелкокомковатой текстуры. Средняя мощность зоны ~ 20 м. Золотоносные породы зоны имеют невысокие содержания Au (~ 3,34 г/т), что примерно на порядок меньше среднего содержания Au в руде, не затронутой процессом окисления. Причём Au в зоне не обнаруживает корреляционных связей с другими элементами. Наряду с Au золотоносные породы верхней зоны окисления обеднены As, содержание которого примерно в 30 раз ниже по сравнению с первичными породами. Вместе с тем традиционные элементы-спутники Au, такие как Ag, Cu, Zn, Sb, Ge, характеризуются во много раз большими содержаниями по сравнению с содержаниями этих элементов в первичной руде (см. табл. 1, 2).

Шиловское месторождение размещается на территории Горноуральского городского округа Свердловской области в 15 км к юго-востоку от г. Нижний Тагил. Золоторудная кварцево-жильная минерализация приурочена к двум меридиональным крутопадающим (80–90°) зонам разрывных нарушений, трассированным дайками диоритового состава, ореолами лиственитизации и березитизации. Протяжённость западной зоны составляет не менее 500 м при мощности до 75 м. По падению золото-кварцевая минерализация прослежена до глубины 150 м. Вмещающие породы месторождения в стратиграфическом отношении принадлежат к ромахинской свите (O_3-S_{1rm}), состоящей из метаморфизованных в хлорит-эпидотовой фации базальтов, дацитов, их туфов, туфопесчаников, туфалевролитов (рис. 3). Породы ромахинской свиты мы наблюдали в керне, общая протяжённость которого составляла 1850 м.

1. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОКИСЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АННА

Вертикальные зоны золото-малосульфидных руд	Число проб в выборке	Глубина отбора проб, м			Содержание Au, г/т		Коэффициент концентрации золота и его элементов-спутников					Корреляционные пары с сопутствующими элементами химическими элементами		
		верхняя	нижняя	средняя	минимальное	максимальное	среднее	Au	Ag	Cu	Zn		Pb	Sb
Верхняя	14	2	45	22	1,06	9,6	3,34	0,10	2,16	2,47	2,67	37,67	2,23	Корреляционные пары с сопутствующими элементами химическими элементами Гипергенные минералы меди, цинка, свинца, сурьмы и др.: Sb-Cr 0,89; Cu-Mo 0,83; Sb-V 0,83; Ag-Pb 0,78; Ag-Mn 0,78; Cu-P 0,77; Pb-Co 0,77; Sb-Bi 0,76; Pb-Mo 0,74; Pb-Mn 0,72; Sb-Ge 0,71; Cu-Be 0,69; Cu-Pb 0,68; Zn-P 0,67; Pb-Fe 0,66; Ag-Mo 0,65; Ag-Co 0,62; Zn-Cr 0,59; Pb-P 0,57; Cu-V 0,56
Средняя	15	41	91	61	1,67	70,5	16,07	0,50	1,4	0,97	1,35	3,80	1,75	Золото с оксидами и гидроксидами марганца: Au-Mn 0,65 Реликты золото-сульфидной минерализации, вмещающих пород и гипергенные минералы: Au-As 0,68; Au-Cu 0,66; Au-Sb 0,59
Нижняя	74	34	122	71	1,67	432,2	38,93	1,21	1,55	1,3	0,95	3,95	1,76	Сульфиды, сульфаты и оксиды: Cu-Sb 0,72; Zn-Mo 0,68; Zn-Be 0,65; Zn-Sc 0,64; Zn-P 0,63; Cu-As 0,61; Sb-Y 0,58; Cu-Ni 0,57; Zn-Ni 0,66; Zn-Ge 0,64; Ag-V 0,62; Ag-Cr 0,61 Сростки золота с сульфидами и оксидами: Cu-Sc 0,91; Sb-Cr 0,7; Sb-V 0,65; Cu-Fe 0,63; Sb-Ba 0,58; Sb-Ti 0,56; Zn-V 0,54; Cu-Sb 0,54; Cu-Ba 0,53; Cu-Co 0,52; Cu-Ni 0,51
Первичной руды	30	65	93	80	1,14	88,4	32,2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	Сульфиды: Cu-Fe 0,76; Cu-As 0,75; Cu-Sc 0,66; Cu-Sn 0,61; Zn-Bi 0,55; Sb-Mo 0,55

Примечание. Коэффициент концентрации k_k химического элемента – отношение среднего содержания химического элемента в окисленных рудах, нормированное на среднее содержание в первичных рудах

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРТИКАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ ОКИСЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АННА

Элементы		Зоны вертикального профиля окисления руды						
		верхняя		средняя		нижняя		первичной руды
		Глубина отбора проб, м						
		2–45 (n = 14)		41–91 (n = 15)		34–122 (n = 71)		65–93 (n = 30)
		Параметры						
		μ	kk	μ	kk	μ	kk	μ
<i>Золото и его элементы-спутники</i>								
Au	г/т	3,34	0,10	16,07	0,50	38,93	1,21	32,20
Ag		8,45	2,16	5,46	1,40	6,05	1,55	3,91
Cu	%	0,02	5,47	0,00	0,97	0,00	1,30	0,003
Zn		0,09	2,67	0,05	1,35	0,03	0,95	0,04
Pb		0,03	37,67	0,00	3,80	0,00	3,98	0,001
Sb		0,0021	2,23	0,0017	1,75	0,0017	1,76	0,0010
<i>Халькофильные</i>								
Bi	%	0,0002	1,10	0,0001	0,40	0,0001	0,75	0,0002
As		0,01	0,03	0,11	0,26	0,29	0,68	0,42
Ge		0,0003	1,48	0,0002	1,29	0,0002	1,07	0,0002
Ga		0,0007	1,46	0,0005	1,00	0,0005	1,00	0,0005
<i>Сидерофильные</i>								
Fe	%	4,23	1,35	5,53	1,77	3,76	1,20	3,13
P		0,025	2,72	0,015	1,57	0,008	0,85	0,009
Ni		0,50	2,81	0,53	2,94	0,22	1,24	0,18
Co		0,020	4,78	0,008	1,83	0,005	1,11	0,004
Mo		0,00045	2,35	0,00037	1,96	0,00024	1,24	0,00019
Sn		0,00017	1,27	0,00010	0,73	0,00012	0,90	0,00013
<i>Литофильные</i>								
Mg	%	2,31	4,20	1,57	2,85	0,71	1,29	0,55
Mn		0,14	5,29	0,041	1,54	0,030	1,13	0,26
Ti		0,17	3,31	0,05	1,00	0,05	1,05	0,05
Cr		0,18	1,79	0,14	1,46	0,12	1,20	0,10
W		0,0013	2,07	0,0010	1,59	0,0010	1,47	0,0007
Nb		0,0005	1,00	0,0005	1,00	0,0005	1,00	0,0005
Be		0,0005	1,04	0,0005	1,09	0,0005	1,01	0,0005
Y		0,0018	1,17	0,0017	1,09	0,0014	0,91	0,0016
Yb		0,0005	1,00	0,0005	1,00	0,0005	1,00	0,0005
Ba		0,055	2,16	0,035	1,39	0,034	1,33	0,025
Sc		0,0005	1,01	0,0010	1,88	0,0006	1,18	0,0005
V		0,0093	3,41	0,0047	1,73	0,0038	1,40	0,0027

Примечание. n – число проб, μ – среднее арифметическое, kk – коэффициент концентрации.

Первичные породы выявлены в керне, поднятом с глубины 39–53 м при средней глубине 41 м. Не затронутые окислением вмещающие золоторудную минерализацию породы ромахинской свиты (дациты, туфопесчаники и туфоалевролиты дацитового состава) имеют светло-серый цвет, массивную текстуру. Нередко эти породы обладают тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием тёмных и

светлых оттенков серых полос, что, вероятнее всего, отражает реликтовую слоистость туфопесчаников, туфоалевролитов. Как правило, первичные породы пронизаны сетью тонких (мощность – первые сантиметры) кварцевых, кварц-карбонатных, альбит-кварцевых, серицит-полевошпат-кварц-карбонатных прожилков. Также в керне наблюдаются кварцевые жилы видимой мощностью до 50–60 см.

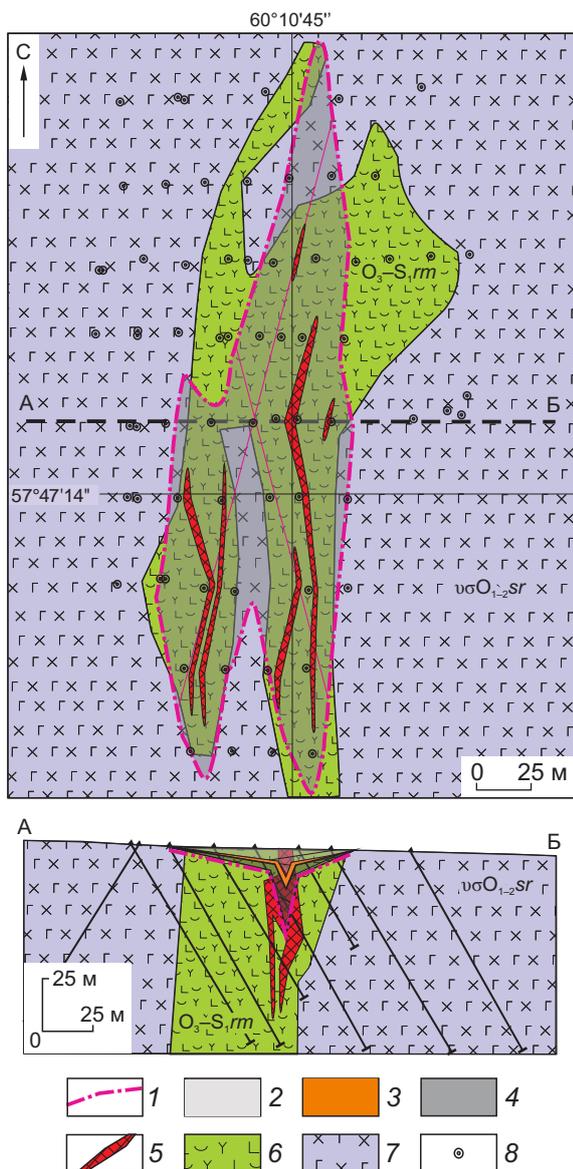


Рис. 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА-СХЕМА И РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А–Б ШИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ:

1 – внешняя граница зоны окисления золоторудной минерализации; вертикальные уровни зоны окисления золоторудной минерализации: 2 – верхний, 3 – средний, 4 – нижний; 5 – рудное тело; вмещающие породы: 6 – ромашинской свиты (O_3-S_1rm), 7 – серовского дунит-гарцбургитового комплекса ($u\sigma O_{1-2}sr$); 8 – устья разведочных скважин

Карбонатные минералы представлены сидеритом, доломитом, кальцитом, магнезитом, манганокальцитом. Вмещающие породы ромашинской свиты кислого состава замещены березитовой ассоциацией гидротермально-метасоматических минералов:

серицитом, гидросерицитом, карбонатом, кварцем, хлоритом, альбитом, пиритом, рутилом. Рудные минералы, встречающиеся в боковых породах и прожилках обычно в знаковых количествах, представлены пиритом, рутилом, молибденитом, халькопиритом, галенитом, теннантитом, золотом, бравитом, петцитом, гесситом, монацитом, шеелитом, арсенопиритом, баритом. В результате исследования руд Шиловского месторождения с помощью оптического и электронного микроскопов в первичных рудах помимо мономинеральных форм установлены агрегаты тесно сросшихся минералов, чаще всего в виде тонких включений в наиболее широко распространённом рудном минерале – пирите. Это включения халькопирита, серицита, рутила, золота, галенита, монацита, теннантита, апатита, барита. Матрица парной корреляции химических элементов по выборке проб, характеризующих первичные руды, демонстрирует, что Au имеет корреляционную связь только с Ag. Фиксируются корреляционные связи между элементами-спутниками золота – Pb, Zn, Cu, Sb, Bi, Fe, входящими в состав сульфидов; Fe, Mg, Mn, входящими в состав жильных минералов (сидерит, магнезит, доломит, манганокальцит); Cr, Fe, Mg, Mn, Sn, Yb, Nb в составе аксессуарных и породообразующих минералов вмещающих пород. Корреляция V с Ti может объясняться изоморфизмом этих элементов в аксессуарных (титаномагнетит, сфен, рутил, ильменит) и породообразующих минералах (слюды, пироксены, гранаты) рудовмещающих магматических пород.

Породы нижней зоны окисления встречаются в керне, поднятом с глубины 20–41 м при средней глубине 27 м (табл. 3). Средняя мощность зоны 11 м. Породы, вмещающие золоторудную жильно-прожилковую минерализацию, представлены светло-бежево-коричневыми плотными монолитными разностями, перемежающимися с менее плотными дресвяно-рыхлыми коричневыми породами. Как и для выборки проб руды из нижней зоны окисления месторождения Анна, в рудах нижней зоны окисления Шиловского месторождения фиксируется более высокое содержание Au (табл. 4). При этом Au не имеет корреляционных связей с другими химическими элементами. Помимо Au в пробах рассматриваемой зоны окисления по сравнению с первичными рудами установлены повышенные содержания Sb, As, Bi, Cr. Содержания подавляющего числа других химических элементов, характеризующих выборку проб из нижней зоны окисления руд

3. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОКИСЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШИЛОВСКОЕ

Вертикальные зоны золото-малосульфидных руд	Число проб в выборке	Глубина отбора проб, м			Содержание Au, г/т			Коэффициент концентрации золота и его элементов-спутников				Корреляционные пары золота и его элементов с коэффициентом корреляции $\geq 0,50$	
		верхняя	нижняя	средняя	минимальное	максимальное	среднее	Au	Pb	Sb	As	Корреляционные пары с золотом	Корреляционные пары с сопутствующими золоту химическими элементами
Верхняя	116	1	28	11	0,95	13,82	2,18	0,82	1,89	1,79	1,80	Золото с элементами-спутниками: Au-Ag 0,67; Au-Zn 0,51	Гипергенные минералы свинца, сурьмы, мышьяка и др.: Sb-W 0,87; Sb-Nb 0,82; Cu-Ni 0,73; Sb-Ge 0,69; Cu-Cr 0,68; Sb-Bi 0,65; Sb-Ga 0,63; Zn-Co 0,57; Cu-V 0,52
Средняя	53	10	24	16	0,98	7,80	2,45	0,94	1,17	1,86	1,24		Сульфиды, сульфаты и оксиды: Cu-Cr 0,79; Cu-Co 0,67; Zn-Ni 0,60; Pb-V 0,58; Cu-Ge 0,58; Cu-Mo 0,56; As-Nb 0,56; Cu-Ni 0,55; Cu-V 0,55; As-Sn 0,55; As-Ga 0,54; Pb-Ge 0,52; Cu-Mn 0,51; Pb-Mn 0,51; Cu-W 0,50
Нижняя	63	20	41	27	0,95	14,00	3,22	1,23	1,15	1,97	1,24		Сульфиды, сульфаты и оксиды: Cu-Cr 0,83; Cu-Ge 0,76; As-Ga 0,72; Cu-Ni 0,71; Zn-Yb 0,71; Cu-Mn 0,70; Cu-Nb 0,69; Cu-Mg 0,65; Cu-V 0,65; Cu-Ga 0,61; Cu-Co 0,56; Zn-Mg 0,55; Cu-W 0,55; Zn-P 0,55
Первичной и слабо окисленной руды	26	39	53	41	0,97	4,00	2,61	1,00	1,00	1,00	1,00	Au-Ag 0,51	Сульфиды, оксиды: Cu-Cr 0,90; Sn-Sb 0,84; Cu-Mg 0,74; Cu-Mn 0,73; Cu-Co 0,69; Cu-Nb 0,62; Zn-Mn 0,61; Zn-Ge 0,59; Zn-Sr 0,58; Zn-Mg 0,58; Zn-Nb 0,57; Cu-Ge 0,51; Pb-Tl 0,50

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРТИКАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ ОКИСЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШИЛОВСКОЕ

Элементы		Зоны вертикального профиля окисления руды						
		верхняя		средняя		нижняя		первичной руды
		Глубина отбора проб, м						
		1–28 (n = 116)		10–24 (n = 53)		20–41 (n = 63)		28–44 (n = 2 6)
		Параметры						
		μ	kk	μ	kk	μ	kk	μ
<i>Золото и его элементы-спутники</i>								
Au	г/т	2,14	0,82	2,45	0,94	3,22	1,23	2,61
Pb		0,00043	1,89	0,00026	1,17	0,00026	1,15	0,00023
Sb	%	0,0019	1,79	0,0019	1,86	0,0021	1,97	0,0010
As		0,0008	1,53	0,0007	1,24	0,0007	1,24	0,0005
<i>Халькофильные</i>								
Ag	г/т	0,66	0,87	0,60	0,79	0,58	0,76	0,77
Cu		0,024	1,13	0,021	0,99	0,022	1,04	0,021
Bi		0,0020	1,00	0,0020	1,04	0,0021	1,07	0,0020
Zn	%	0,00062	0,85	0,00058	0,80	0,00058	0,79	0,00073
Ge		0,00024	0,82	0,00022	0,76	0,00024	0,82	0,00029
Ga		0,00024	1,00	0,00022	0,96	0,00019	0,83	0,00023
<i>Сидерофильные</i>								
Sn		0,00148	0,89	0,00095	0,58	0,00097	0,59	0,00165
Ni		0,0014	0,79	0,0010	0,57	0,0010	0,56	0,0018
Co	%	5,38	0,74	4,96	0,69	4,78	0,66	7,23
P		0,00042	0,75	0,00041	0,73	0,00040	0,70	0,00057
Mo		0,0044	0,97	0,0043	0,95	0,0046	1,01	0,0045
<i>Литофильные</i>								
Mg		0,01	0,59	0,01	0,46	0,01	0,50	0,02
Mn		0,011	0,87	0,011	0,84	0,011	0,87	0,013
Ti		0,62	0,28	0,60	0,27	0,62	0,28	2,21
Cr		0,042	1,30	0,039	1,21	0,059	1,85	0,032
W		0,42	0,86	0,42	0,86	0,40	0,82	0,48
Nb	%	0,035	0,76	0,035	0,76	0,029	0,63	0,046
Be		0,0026	1,07	0,0025	1,03	0,0017	0,72	0,0024
Y		0,0010	1,03	0,0013	1,30	0,0007	0,74	0,0010
Yb		0,0017	0,76	0,0018	0,78	0,0015	0,67	0,0023
V		0,12	0,59	0,11	0,56	0,10	0,52	0,19

Шиловского месторождения, более низкие, чем в первичных рудах.

Породы средней зоны окисления выявлены в керне, поднятом с глубины 10–24 м при средней глубине 16 м. Мощность зоны окисления ~ 5 м. Текстура пород дресвяная с переходом в комковатую, окраска рыжевато-коричневая, рыжевато-бежевая, серая с оранжевым оттенком. Среднее содержание Au, как и Pb, Cu, Bi, в выборке проб из зоны окисления такое же, как в первичных рудах. Золото не имеет корреляционных связей с другими химичес-

кими элементами, тогда как Pb слабо коррелирует с Cu, Ge, Ga, Mn, Cr. По сравнению с первичными рудами в рудах из средней зоны окисления фиксируются повышенные содержания As, Sb, Cr, Y. Остальная часть рассматриваемых химических элементов имеет более низкие содержания по сравнению с содержанием этих элементов в первичных рудах.

Породы верхней зоны окисления наблюдались в керне, поднятом с глубин 1–28 м. Средняя мощность зоны 11 м. В ней проявлены максимально окислен-

ные породы жёлто-рыжевато-коричневой окраски и комковатой, участками порошкообразной, текстуры. Содержание Au в золоторудных пробах зоны примерно в два раза ниже, чем в первичных рудах. Однако в пробах из этой зоны фиксируются повышенные содержания таких элементов-спутников Au, как Pb, Sb, As.

Проведённый анализ характера распределения Au и его элементов-спутников в вертикальном срезе окисленных руд месторождений Анна и Шиловское показал следующее. В рудах верхних зон содержания Au значимо ниже по сравнению с его содержанием в первичных рудах, а содержание элементов-спутников Au, наоборот, выше. На месторождении Анна к ним относятся Ag, Pb, Cu, Zn, Sb, на месторождении Шиловское – Pb, Sb, As. Перечисленные элементы могут связываться в вмещающих первичные сульфиды гипергенных минералах: пироморфите, церуссите, англезите, арсениатах железа, самородной меди, халькозине, борните, ковеллине, азурите, тенорите, энкозите, хризоколле, энаргите, малахите, самородном серебре, коломине. При этом более высокие содержания Au для обоих месторождений устанавливаются в нижней зоне окисления, в так называемой зоне цементации или вторичного обогащения [2, 3, 9]. Смещение Au к нижней части разреза окисленных руд малосульфидно-кварцевых месторождений, при фиксации элементов-спутников Au в верхней части разреза окисленных руд в гипергенных минералах Pb, Zn, As, Ag, Cu, Bi, Sb, не может не отражаться на составе геохимических ореолов, трассирующих золоторудные зоны минерализации. При анализе результатов геохимических поисков золото-малосульфидно-кварцевых месторождений в регионах мощного проявления окисления руд и вмещающих пород (например, восточный сектор Центрального Урала) следует обращать внимание не столько на ореолы привноса Au, сколько на ореолы повышенных концентраций Pb, Zn, As, Ag, Cu, Bi, Sb, трассирующих слабо эродированные верхние части окисленных золоторудных зон.

Выявленные закономерности авторы учли при анализе результатов геохимических поисков в районе месторождения Анна. Здесь в 2006 г. компанией ООО «Среднеуральское Поисковое Бюро», управляемой АО «Полиметалл УК», были выполнены геохимические поисковые работы на коренную золотую минерализацию. Опробование поисковой площади осуществлялось с помощью мелкомет-

ражного бурения ручным мотобуром. Всего было пробурено 1749 мелкометражных скважин общим объёмом 6541,6 пог. м, средняя глубина скважин составляла 3,7 м. Расстояние между скважинами в профилях 20 м, между профилями скважин на большей части территории 50–100 м, в пределах месторождения Анна 20 м. Аналитические работы, включавшие пробирный анализ на Au и Ag, а также спектральный на Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Fe, Mg, Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Nb, Sb, Bi, As, Sn, Ge, Ga, Be, Sc, Y, Yb, P, Ba, проведены в лаборатории АО «Золото Северного Урала». Рассмотрев различные варианты фиксации распределения Au и его элементов-спутников на поисковой площади, авторы остановились на варианте мультипликативно-аддитивного способа отражения поисковых геохимических данных, который привёл к наиболее контрастной фиксации геохимических признаков золоторудной минерализации. В набор индикаторных химических элементов были включены Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb. Значения содержаний перечисленных элементов приведены к целым значениям путём нормирования за счёт умножения на следующие коэффициенты: 100 для Au и Ag, 1000 для Cu, Zn и Pb, 10000 для Sb. Нормированные содержания перечисленных элементов суммированы для каждой пробы. Полученные значения, отражающие аддитивный показатель содержаний данных элементов, варьируют от 17 до 1684 при среднем 97. За первый, умеренно аномальный уровень принят диапазон 100–200 ($100 < \text{аддитивный показатель} < 200$), второй – значительно аномальный уровень – от значений, превышающих 200. Отражённые на карте геохимические ореолы аномальных значений аддитивного показателя позволяют выделить четыре перспективных в прогнозно-поисковом отношении участка проявления аномальных ореолов значительно уровня (рис. 4).

Первый участок – это компактный ореол, отражающий расположение самого месторождения Анна. Второй участок фиксирует ореол, расположенный в 250–300 м южнее месторождения. Третий участок выделяется ореолом меридионального простирания в 350–400 м севернее месторождения. И, наконец, четвёртый участок зафиксирован серией ореолов северо-северо-восточного простирания, расположенных в 700–850 м к северо-западу от месторождения.

Изучение вертикальной геохимической зональности золоторудных месторождений Анна и Ши-

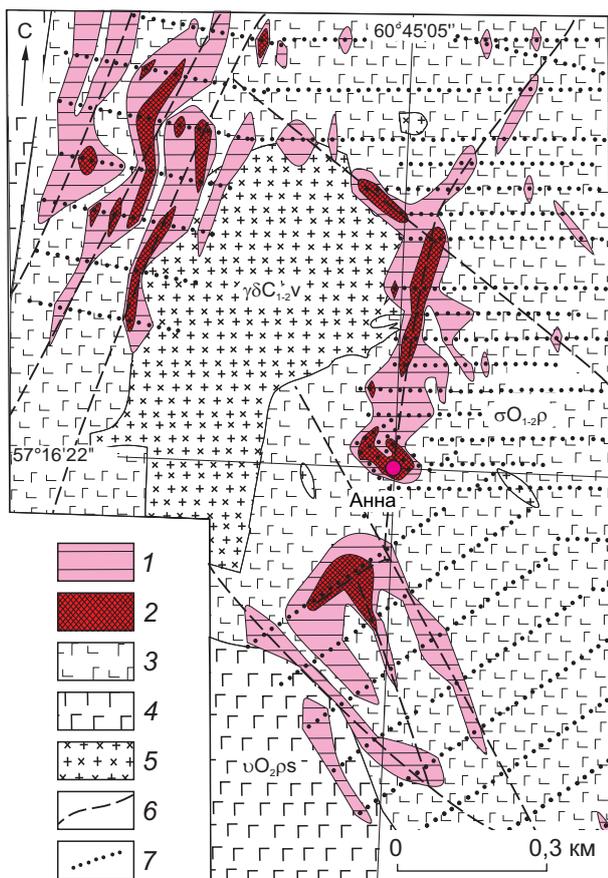


Рис. 4. АДДИТИВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ Au + Ag + Cu + Pb + Zn + Sb РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ АННА:

ореолы Au + Ag + Cu + Pb + Zn + Sb: 1 – умеренного накопления ($100 < \text{аддитивный показатель} < 200$), 2 – значительного накопления (аддитивный показатель ≥ 200); 3 – первомайский дунит-гарцбургитовый комплекс (σO_{1-2p}); 4 – пышимский габбровый комплекс (uO_{2ps}); 5 – верхотурский гранит-гранодиоритовый комплекс ($\gamma\delta C_{1-2v}$); 6 – разломы; 7 – профиль поисковых скважин

ловское показало относительное обеднение золотом верхних наиболее окисленных частей золоторудных тел по сравнению со средними содержаниями Au в первичных неокисленных рудах. При этом в верхних частях фиксируется накопление Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, иногда Bi, As. Перечисленные элементы связываются в гипергенных минералах, таких как пироморфит, церуссит, англезит, арсениаты железа, самородная медь, халькозин, борнит, ковеллин, азурит, тенорит, энкозит, хризоколла, энаргит, малахит, самородное серебро, церрусит, коломин. На основании этой закономерности в качестве геохимических индикаторов золоторудной минерали-

зации рекомендуется наблюдать ореолы не только повышенной концентрации Au, но и повышенного аддитивного показателя содержания Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, Au (\pm As, Bi), где Au является только одним из компонентов комплекса индикаторных элементов. Такой подход предлагается, например, при проведении поисковых работ на золото-кварцево-малосульфидные руды в пределах территории восточной части Центрального Урала, где интенсивно развиты окислительные процессы руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В. В. Особенности околорудных пород и вещественного состава нового потенциального золоторудного месторождения на Среднем Урале / В. В. Александров, П. Г. Кучеревский, Т. Н. Кривко // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 42–51.
2. Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала : специальность 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учё. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Белогуб Елена Витальевна. – СПб. : СПбГУ, 2009. – 40 с.
3. Блинов И. А. Гипергенные минералы цинка на сульфидных месторождениях Южного Урала : специальность 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учё. степ. канд. геол.-минерал. наук / Блинов Иван Александрович. – СПб. : СПбГУ, 2016. – 23 с.
4. Блинов И. А. Минералы зоны окисления Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал) / И. А. Блинов, А. В. Бутняков // Металлогения древних и современных океанов. Дифференциация и причина разнообразия рудных месторождений : материалы Двадцать третьей научной молодежной школы. – Миасс : ИМин УрО РАН, 2017. – № 23. – С. 70–74.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист О-41 (Екатеринбург) : объяснительная записка / Г. А. Петров, А. А. Жиганов, В. В. Стефановский [и др.]. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2011. – 492 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXV : объяснительная записка / И. Г. Южаков, С. Ю. Останин, В. И. Генералов [и др.] ; Департамент природных ресурсов по Уральскому региону ; ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция». – Издание второе. – М. : ВСЕГЕИ, МФ, 2015. – 345 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXV : объяснительная записка / Р. Д. Калу-

- гина, В. Ф. Копанев, Е. В. Стороженко [и др.]. – Издание второе. – М. : ВСЕГЕИ, МФ, 2017. – 156 с.
8. Несис В. Н. Золотообогащённые Саумское и Галкинское месторождения, Северный Урал / В. Н. Несис, А. П. Мотов, А. В. Бутняков // Руды и металлы. – 2019. – № 2. – С. 73–83.
 9. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений / С. С. Смирнов. – М. : ОНТИ НКРПТ СССР, 1936. – 292 с.
 10. Craw D. Supergene gold mobility in organic gold deposits, Otago Schist, New Zealand / D. Craw, D. MacKenzie, P. Grief // New Zealand Journal of Geology and Geophysics – 2015. – Vol. 58, № 2. – P. 123–136.
 11. Koski Randolph A. Supergene Ore and Gangue Characteristics / Randolph A. Koski ; US Geological Survey // Scientific Investigation Report. – 2010–5070–C. – USA, Reston, Virginia, 2012. – P. 181–189.

VERTICAL GEOCHEMICAL ZONING OF OXIDE ORES FROM ANNA AND SHILOVSKOYE GOLD DEPOSITS, CENTRAL URALS

V. N. Nesis¹, A. P. Motov¹, A. V. Butnyakov²
(¹ JSC «Polymetal Management Company», St. Petersburg; ² Ural Branch of JSC «Polymetal Management Company», Yekaterinburg)

Based on the materials obtained in gold prospecting at Anna and Shilovskoye low-sulfidation quartz deposits, schemes of oxide ore vertical geochemical zoning were compiled. The most oxidized upper parts of these gold deposits are depleted in Au compared with primary ores but enriched in Pb, Sb, Ag, Cu and Zn at Anna deposit and Pb, Sb and As at Shilovskoye deposit. These elements are bound in hypogene minerals (pyromorphite, cerussite, anglesite, Fe arsenates, native copper, chalcocite, etc.). In geochemical prospecting for new gold deposits within areas of distinct ore oxidation processes, using additive haloes of elements accumulating on top of oxidized orebodies is recommended.

Key words: vertical ore geochemical zoning, oxide ores, prospecting for gold deposits, hypogene ore minerals.





СЕРПЕНТИН-КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ

Изучено соотношение компонентов серпентин-карбонатной ассоциации в основной массе кимберлитов трубок Интернациональная, Мир, Нюрбинская, Юбилейная, Айхал, Зарница, Удачная и кимберлитового тела Сьюльдюкарское с помощью рентгенографического, термогравиметрического и ИК-спектрометрического методов с количественным и полуколичественным подсчётом содержаний минералов. Выполнен анализ шлифов, химический состав определён атомно-эмиссионным (ИСП-АЭС) методом. Установлена устойчивая тенденция к существенному преобладанию серпентина над карбонатами за счёт его рентгеноаморфной фазы. Средние содержания карбонатов изменяются от 10 до 37 %, серпентина (включая рентгеноаморфную фазу) – от 21 до 80 %, рентгеноаморфного серпентина – от 16 до 72 %. Предполагается, что присутствие рентгеноаморфного серпентина обусловлено слабой степенью раскристаллизации коллоидной фазы, сформированной аморфными продуктами разложения оливина при низком давлении. Содержание карбонатов, вероятно, определяется количеством воды и углекислоты, участвующих во вторичных преобразованиях кимберлитов на заключительной стадии, а также уровнем их многоэтапности.

Ключевые слова: основная масса, кимберлиты, серпентин, карбонаты, рентгеноаморфная фаза, мезостазис, интерсертальный серпентин, вторичные преобразования, постмагматические преобразования.

Частью комплексного петролого-геохимического исследования кимберлитовых пород Якутии является изучение минерального состава основной массы кимберлитов. Полученные данные представляют интерес при определении типа породы по петрографической классификации кимберлитов, в которой учитываются структурные и минералогические особенности основной массы [2, 3]. Кроме того, степень вторичных преобразований породы под действием основных процессов – серпентинизации и карбонатизации – служит одним из признаков, используемых при выделении геолого-генетического типа коренных месторождений [14]. Соотношение силикатной и карбонатной составляющих может влиять на технологические свойства кимберлитов при обогащении [4]. Также обнаружение в обломках найденных пород ассоциации карбонатов и серпентина [12] может быть дополнительным признаком кимберлитов при поисках.

Основная масса кимберлитов (связующая масса, цемент, базис) – мелкозернистая однородная субстанция, заполняющая пространство между вкрапленниками разных размеров. Принято, что максимальный размер представляющих её минералов должен быть не более 1 мм [19]. Существуют разные представления о составе и образовании основной массы кимберлитов. По наиболее распространённой точке зрения основная масса кимберлитов сложена микролитами оливина, пироксена, флогопита, шпинели, перовскита, ильменита и апатита, изменёнными процессами сер-

Лисковая Людмила Валентиновна

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
LiskovayaLV@alrosa.ru

Старкова Татьяна Семёновна

заместитель заведующего отделом
StarkovaTS@alrosa.ru

Аминов Алексей Вячеславович

младший научный сотрудник
AminovAV@alrosa.ru

Монхоров Ричард Владимирович

инженер-геолог 1-й категории
MonhorovRV@alrosa.ru

Научно-исследовательское
геологоразведочное предприятие
АК «АЛРОСА» (ПАО),
г. Мирный

пентинизации и карбонатизации вплоть до полного замещения [1, 2, 5, 8, 10]. Одни исследователи полагают, что в кимберлитовых породах, сохранивших реликтовое строение, цементирующая масса представлена субмикроскопическим серпентином, пелитоморфным карбонатом, стекловидным веществом [2]. Другие считают, что в основной массе кимберлитов присутствует мезостазис – первоначально расплавленный и затем раскристаллизованный в условиях земной коры мантийный материал карбонат-серпентинового состава с микролитами новообразованных оливина, флогопита и рудных минералов [16, 18]. Все эти представления об основной массе кимберлитов до настоящего времени остаются дискуссионными.

При изучении минерального состава основной массы кимберлитов Якутии до 2010 г. применялся преимущественно рентгенографический метод. Известно, что он имеет ограничения в оценке содержания минералов, поскольку их сумма нормируется к 100 %. Кроме того, довольно часто наблюдалось расхождение данных минерального и химического составов при пересчёте на компоненты по SiO_2 , MgO и CaO , что указывает на значимую неточность в оценке содержания минералов рентгенографическим методом. С развитием приборной базы и методов анализа кимберлитов появилась необходимость актуализации данных. Цель выполненной работы – комплексное изучение минерального состава основной массы кимберлитов Якутии для получения объективных сведений о соотношении серпентина и карбонатов. Последние могут учитываться при типизации кимберлитов, их переработке и поисках.

Анализировалась основная масса кимберлитов из трубок Интернациональная, Мир, Нюрбинская, Юбилейная, Айхал, Зарница, Удачная и кимберлитового тела Слюдякарское (отобрана с помощью бинокля). При этом использовались приборы: дифрактометр ARL X`TRA, Thermo Scientific (Швейцария); термоаналитическое устройство DTG-60AH (Shimadzu); эмиссионный спектрометр iCAP 6300-Duo Thermo Scientific (США); ИК-Фурье спектрометр Tensor 57 (Bruker); поляризационный микроскоп Nikon Microphot-FXA (Япония); модульный микроскоп Olympus BX 51 (Япония).

Минеральный состав основной массы кимберлитов изучен рентгенографическим, термогравиметрическим и ИК-спектрометрическим методами в комплексе с количественным и полуколиче-

ственным подсчётами содержаний минералов. Химический состав определён атомно-эмиссионным (ИСП-АЭС) методом. Количественный рентгенографический анализ выполнен по методу внутреннего стандарта, в качестве которого использован корунд. Петрографически изучены и описаны шлифы по утверждённой в АК «АЛРОСА» (ПАО) классификации кимберлитов [10]. Измерения характеризуются следующими среднеквадратичными отклонениями: 6 % – интенсивность линии отражения (дифрактометр); 7 % – потеря массы (термоаналитическое устройство); 1,9 и 3,2 % – содержание Si и Ca соответственно (атомно-эмиссионный спектрометр).

По результатам полуколичественного рентгенографического анализа, полученным до 2010 г. по 17 эксплуатируемым алмазным месторождениям Западной Якутии, сложилось представление о высокой карбонатизации основной массы кимберлитов. Так, в 47 % трубок карбонаты преобладали над серпентином – их среднее содержание изменялось в диапазоне от 37 до 67 %, а серпентина – от 11 до 35 %. Эти цифры не вполне точно характеризовали состав основной массы кимберлитов, поскольку имели полуколичественный характер и нормировались к 100 %. Кроме того, отмечалась расхождение результатов рентгенографического и химического анализов при пересчёте на компоненты. Так, наблюдались избыточное содержание SiO_2 и MgO , представляющих силикаты (преимущественно серпентин), и недостаток CaO , составляющего карбонаты.

Более объективное представление о соотношении серпентина и карбонатов получено при комплексном изучении состава основной массы кимберлитов с использованием термогравиметрического и рентгенографического методов, которое позволило обнаружить тонкодисперсный рентгеноаморфный серпентин. Эта фаза не фиксируется рентгенографическим методом в связи с малым размером частиц ($< 0,01$ мкм) и остаётся неучтённой, но определяется термогравиметрическим методом по потере массы при выходе группы OH^- . Постоянное присутствие такого серпентина было выявлено при валовых измерениях основной массы кимберлитов Якутии (рис. 1).

Как показали измерения, содержание карбонатов в разных трубках изменяется в пределах от 10 до 37 % (см. рис. 1), что существенно ниже, чем представлялось ранее. Серпентин значительно превосходит карбонаты по содержанию, которое ва-

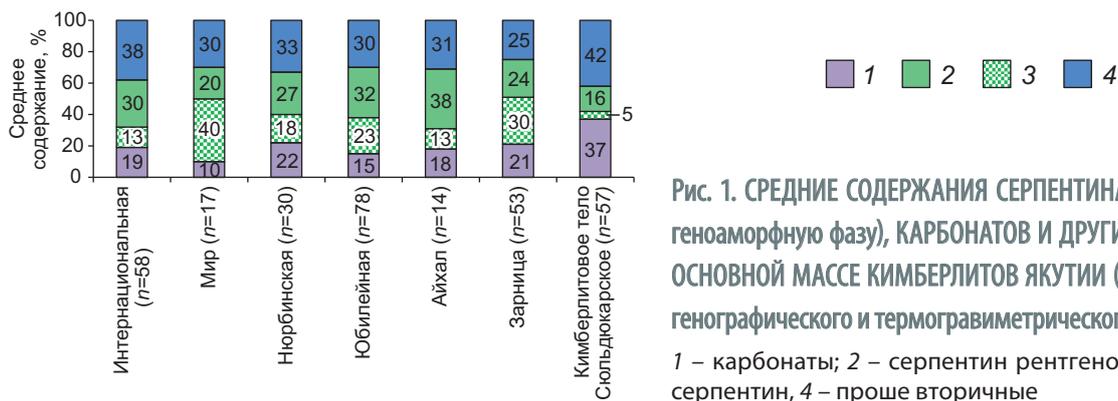


Рис. 1. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ СЕРПЕНТИНА (включая рентгеноаморфную фазу), КАРБОНАТОВ И ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ В ОСНОВНОЙ МАССЕ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ (по данным рентгенографического и термогравиметрического методов):

1 – карбонаты; 2 – серпентин рентгено-аморфный; 3 – серпентин, 4 – проше вторичные

рьюрует от 21 до 60 %, включая рентгеноаморфную фазу, количество которой изменяется от 16 до 38 %. Прочие вторичные минералы (хлорит, слюды, смектиты, тальк, ангидрит, гипс и др.) составляют 25–42 %.

Сравнение изученных объектов показывает, что кимберлитовое тело Слюдякарское отличается от остальных более высокой степенью карбонатизации и меньшим количеством серпентина, в том числе тонкодисперсного. При этом силикатная составляющая кимберлитов всё же остаётся доминирующей за счёт хлорита и сапонита, развивающихся по серпентину. Для этого тела характерно наиболее высокое содержание вторичных минералов, среди которых преобладают хлорит и смектиты. Это может быть связано с более высокой, чем в других трубках, степенью гидротермальных преобразований или их многостадийностью.

Для подтверждения наличия рентгеноаморфного серпентина проведено более детальное комплек-

сное исследование основной массы кимберлитов глубоких горизонтов трубок Юбилейная (порфиновые кимберлиты и кимберлитовые брекчии) и Удачная-Восточная (порфиновые кимберлиты) с привлечением ИК-спектроскопического, атомно-эмиссионного (ИСП-АЭС) методов и изучения шлифов.

Визуальное изучение шлифов кимберлитов тр. Юбилейная показало, что основная масса породы существенно карбонатизирована. Это видно на примере порфинового кимберлита (рис. 2, а) и автолитовой кимберлитовой брекчии (см. рис. 2, б), вскрытых скв. 438.1.2 на глубинах 1559,8 и 1537,7 м соответственно. Основная масса сложена тонкозернистым кальцитом и доломитом, а также варьирующими по количеству и соотношениям тонкодисперсным серпентином, псевдоморфозами серпентина по оливину второй генерации, флогопитом, рудным минералом. На фоне микрозернистой основной массы отмечаются псевдоморфозы оливина первой генерации, иногда крупные зёрна гранатов.

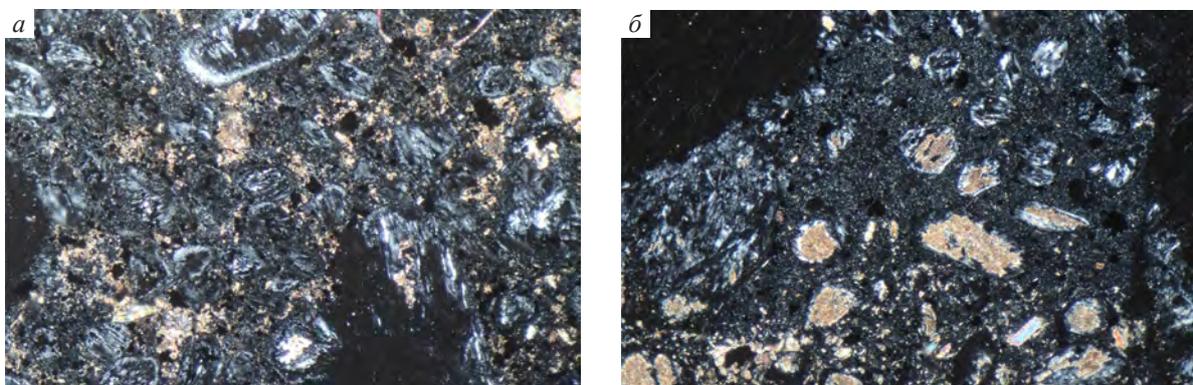


Рис. 2. ШЛИФЫ ОБРАЗЦОВ КИМБЕРЛИТОВ ТР. ЮБИЛЕЙНАЯ, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ 438.1.2 (ув. 40, с анализатором):

а – порфиновый кимберлит; б – автолитовая кимберлитовая брекчия

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ СЕРПЕНТИНА И КАРБОНАТОВ, %

Трубки		Юбилейная				Удачная					
Номера скважин		438.1.1	438.1.2	438.1.2	438.1.2	514	514	514	514	507	
Глубина отбора, м		1531,1	1518,0	1537,7	1559,8	1050,0	1060,0	1080,0	1305,0	620,0	
Серпентин	Методы	Количественный рентгенографический	6	7	8	10	12	6	5	11	10
		Количественный термогравиметрический	75	65	80	77	53	52	55	59	71
		Атомно-эмиссионный ИСП-АЭС	63	63	67	72	58	56	63	56	57
	Рентгеноаморфная фаза		69	58	72	67	41	46	50	52	61
Карбонаты	Методы	Количественный рентгенографический	16	27	13	12	27	21	25	24	20
		Количественный термогравиметрический	12	18	12	7	21	13	28	28	34
		Атомно-эмиссионный ИСП-АЭС	22	25	18	11	25	29	30	36	41
		Полуколичественный ИК-спектрометрический	-	20	13	10	22	27	-	22	37
Содержание компонента (по данным химического анализа)		SiO ₂	27,62	28,13	29,41	32,08	25,70	27,40	28,00	24,50	25,30
		CaO	12,11	14,49	10,09	6,32	13,90	11,70	16,90	20,00	16,40

Порфиновый кимберлит глубоких горизонтов тр. Удачная-Восточная характеризуется как слабо изменённый. Основная масса имеет микрозернистое строение с содержанием микролитовых форм [13].

При изучении шлифов рентгеноаморфный серпентин, вероятно, трудно определить визуально, поскольку минимальный размер фиксируемых микроскопом частиц составляет 1–2 мкм при максимальном увеличении 1020. Поэтому данные визуального изучения шлифов могут не согласовываться с данными результатами измерений.

Вывод о присутствии рентгеноаморфного серпентина следует из содержаний, полученных рентгенографическим методом, – существенно заниженных по сравнению с данными термогравиметрического метода (таблица). Количество рентгеноаморфного серпентина оценивается по разности показаний этих двух методов и подтверждается атомно-эмиссионным и ИК-спектроскопическим – их данные согласуются между собой и с результатами термогравиметрического метода.

В порфиновых кимберлитах и кимберлитовых брекчиях глубоких горизонтов (1531–1560 м) тр. Юбилейная также преобладает серпентин в количестве 65–80 %, из них тонкодисперсная фаза состав-

ляет 58–72 %. Содержание карбонатов изменяется от 12 до 27 %.

В порфиновых кимберлитах глубоких горизонтов (620–1080 м) тр. Удачная-Восточная содержание серпентина составляет 52–71 %, из них 41–61 % – рентгеноаморфный. Содержание карбонатов колеблется от 20 до 37 %. Таким образом, в основной массе кимберлитов глубоких горизонтов трубок Удачная-Восточная и Юбилейная выявлено существенное преобладание серпентина над карбонатами за счёт его тонкодисперсной фазы с размером частиц < 0,01 мкм.

Существенная серпентинизация кимберлитов и более слабая степень карбонатизации, оцениваемые по содержаниям данных минералов, а также развитие рентгеноаморфной фазы серпентина укладываются в рамки условий формирования кимберлитов. Считается, что карбонат основной массы отделяется от силикатной составляющей до внедрения кимберлитов в осадочные толщи [8]. В дальнейшем в эксплозивных условиях, когда происходит интенсивный выход CO₂, образование кальцита, вероятно, ограничено или не протекает вообще. Для такого развития процесса необходимо постепенное остывание расплава, как в карбонатитах.

Последующее за этим постмагматическое изменение кимберлитов сопровождается серпентинизацией, карбонатизацией и хлоритизацией – основными процессами вторичного преобразования пород. Серпентин, образующийся по основной массе породы, отмечается в двух модификациях: интерсертальной (заполняющей промежутки между зёрнами кальцита и других минералов) и псевдоморфной (замещающей карбонаты и другие минералы основной массы) [6, 9]. Интерсертальный серпентин предполагает наличие мезостазиса. По данным [15], кимберлитовый мезостазис представляет собой раскристаллизованные в условиях земной коры порции расплавленного мантийного материала, сложенного выделениями минералов второй генерации – оливина, хромшпинелида, ильменита, флогопита, монтичеллита, клинопироксена, рутила, перовскита, кальцита. Образование псевдоморфного серпентина и основной массы проходит через коллоидную фазу, сформированную аморфными продуктами разложения оливина и содержащую кремнекислородные группы [8]. Из этой фазы, вероятно, формируются микроскопические кристаллиты субизотропного серпентина и серпофита, чему способствует низкое давление. Этим могут быть обусловлены значительные содержания (до 70 %) рентгеноаморфного серпентина.

Карбонатная составляющая (кальцит, реже доломит) в кимберлитах образовалась под воздействием гидротермально-метасоматических процессов и вмещающих пород, которые являются основным источником CO_2 для формирования различных генераций кальцита [5, 7, 11]. Известны фактические данные, показывающие, что кальцит образуется позже, чем серпентин, замещая его по мере остывания породы [4, 8]. Экспериментальные данные показывают, что кальцит может формироваться по силикатным минералам при умеренном давлении в широком диапазоне температур – от 80 до 400 °C в зависимости от парциального давления CO_2 [17]. Кроме того, карбонаты в кимберлитах могут проходить многократную перекристаллизацию, так как постмагматические преобразования алмазоносных пород являются сложными и многоэтапными [4]. Выделение глубинных газов в период становления кимберлитов и их вторичные изменения носят периодический характер при изменяющихся давлении, температуре и количестве растворённого вещества в постмагматических растворах [4].

На основании выполненной работы можно заключить, что основная масса кимберлитов изученных трубок Якутии существенно серпентинизирована и в меньшей степени карбонатизирована. По степени уменьшения среднего содержания карбонатов трубки располагаются следующим образом: Слюдюкарская, Нюрбинская, Зарница, Интернациональная, Айхал, Юбилейная, Мир. Последние две по сравнению с предыдущими трубками представляются наименее карбонатизированными, возможно, из-за менее интенсивных процессов вторичных постмагматических преобразований при низких температурах. Доказанный факт существенной серпентинизации основной массы кимберлитов Якутии вписывается в механизм постмагматического преобразования породы. Рентгеноаморфный серпентин, является, скорее всего, преимущественно интерсертальным; его развитие можно объяснить слабой степенью раскристаллизации коллоидной фазы, сформированной аморфными продуктами разложения оливина при низком давлении. Последующая карбонатизация кимберлитов происходит при дальнейшем понижении температуры и давления под многоэтапным влиянием гидротермально-метасоматических процессов и терригенно-карбонатных вмещающих пород, которые служат источниками воды и CO_2 . Общее содержание образовавшихся при этом карбонатов – кальцита, доломита и пироаурита – изменяется от 10 до 37 %. Количество образовавшихся вторичных карбонатов, вероятно, зависит от количества воды и углекислоты, участвующих во вторичных преобразованиях кимберлитов, а также уровня их многоэтапности. Пример интенсивных вторичных изменений – кимберлитовое тело Слюдюкарское, где под воздействием гидротермальных процессов в основной массе породы широко распространены карбонаты, хлорит и сапонит, появившиеся на заключительной стадии постмагматических преобразований.

Таким образом, в результате комплексного изучения основной массы кимберлитов Якутии показана устойчивая тенденция к преобладанию серпентина и продуктов его изменения над карбонатами за счёт рентгеноаморфной фазы. Её содержание изменяется в пределах от 5 до 72 %. Сложившееся ранее представление о существенной карбонатизации основной массы кимберлитов Якутии не всегда соответствует действительности. Для получения точного соотношения серпентина и карбонатов в

основной массе кимберлитов необходимо комплексное изучение с применением рентгенографического и термогравиметрического методов. Факт преобладания силикатной составляющей кимберлитов над карбонатной, значительная часть кото-

рой представлена тонкодисперсной рентгеноаморфной фазой, необходимо учитывать при технологических процессах обогащения кимберлитов и анализе обломков пород в целях определения их принадлежности к алмазонасным породам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов С. В. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты) / С. В. Белов, А. В. Лапин, А. В. Толстов, А. А. Фролов. – Новосибирск: СО РАН, 2008. – 537 с.
2. Владимиров Б. М. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты – ультраосновная формация древних платформ / Б. М. Владимиров, Л. В. Соловьева, А. Н. Кисилев [и др.]. – Новосибирск : Наука, Сибирское Отделение, 1990. – 184 с.
3. Геология и генезис алмазных месторождений : монография : в 2 книгах / под ред. Б. М. Зубарева. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 424 с.
4. Зинчук Н. Н. Вторичные минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, Ю. М. Мельник, Н. П. Мовчан. – Киев : Наукова думка, 1987. – 284 с.
5. Зинчук Н. Н. Карбонатизация кимберлитов при постмагматических процессах / Н. Н. Зинчук // Вестник Воронежского государственного университета : Серия Геология. – 2017. – № 4. – С. 63–71.
6. Зинчук Н. Н. О составе основной массы кимберлитов / Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук // Актуальные проблемы и перспективы развития геологии: наука и производство: тезисы IV Международного геологического форума (Одесса, Украина, 19–24 июня, 2017). – Киев : УкрДГРИ, 2017. – С. 135–140.
7. Зинчук Н. Н. Особенности серпентинизации кимберлитовых пород / Н. Н. Зинчук // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. – 2017. – № 3. – С. 66 – 74.
8. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук. – М. : Недр Бизнес-центр, 2000. – 538 с.
9. Илупин И. П. Геохимия кимберлитов / И. П. Илупин, Ф. В. Каминский, Е. В. Францессон. – М. : Недр, 1978. – 352 с.
10. Корнилова В. П. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород / В. П. Корнилова, К. Н. Никишов, В. В. Ковальский, Г. В. Зольников. – М. : Наука, 1983. – 157 с.
11. Костровицкий С. И. Минералогия и геохимия кимберлитов Западной Якутии : специальность 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Костровицкий Сергей Иванович. – Иркутск, 2009. – 44 с.
12. Лисковая Л. В. Распределение и некоторые свойства преобладающих минералов основной массы кимберлитов и кимберлитоподобных пород / Л. В. Лисковая, А. Я. Ротман, И. Н. Богуш, О. В. Данилова // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях : материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск : ЯНЦ СО РАН, 2008. – С. 81–87.
13. Маршинцев В. К. Эндогенные карбонаты Якутии / В. К. Маршинцев, Г. В. Зольников, К. Н. Никишов : под ред. В. В. Ковальского. – Новосибирск : Наука, 1980. – С. 5–18.
14. Подчасов В. М. Геология, прогнозирование, методика поисков и разведки коренных месторождений алмазов. Книга 1. Коренные месторождения / В. М. Подчасов, В. Е. Минорин, И. Я. Богатых [и др.]. – Якутск : ЯФГУ Изд-во СО РАН, 2004. – 548 с.
15. Ротман А. Я. Кимберлиты и вопросы их алмазонасности / А. Я. Ротман // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории земли» (Екатеринбург, 24–28 августа, 2010) : тезисы докладов. – Екатеринбург, 2010. – Т. 2. – С. 183–184.
16. Сарсадских Н. Н. Петрографические и петрогенетические отличия кимберлитов от пород, сходных с ними по некоторым признакам / Н. Н. Сарсадских, В. А. Благулькина // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1969. – Ч. 98, вып. 1. – С. 415–421.
17. Сушенцова Б. Ю. Взаимодействие углекислого газа с силикатными минералами при умеренных температурах и давлениях: экспериментальное и термодинамическое моделирование / Б. Ю. Сушенцова, С. Н. Шилобреева, Д. В. Гричук, В. В. Колташев // Школа экологической геологии и рационального недропользования : материалы Одиннадцатой межвузовской молодежной научной конференции. – СП., 2011. – С. 281–282.
18. Францессон Е. В. Кимберлитовый магматизм древних платформ / Е. В. Францессон, Б. Г. Лутц. – М. : Нац. геофиз. ком., 1995. – 342 с.
19. Mitchell R. H. Kimberlites. Mineralogy, Geochemistry, and Petrology / R. H. Mitchell. – New York : London : Plenum Press, 1986. – 442 p.

SERPENTINE-CARBONATE ASSOCIATION OF KIMBERLITE MATRIX, YAKUTIA

L. V. Liskovaya, T. S. Starkova, A. V. Aminov, R. V. Monkhorov
(Research geological prospecting company JSC ALROSA (PJSC), Mirny)

The ratio of serpentine-carbonate association components in kimberlite matrix of International, Mir, Nyurbinskaya, Yubileynaya, Aikhal, Zarnitsa, Udachnaya pipes and Syuldyukarskoye kimberlite body was studied using X-ray examination, thermogravimetric and IR spectrometric methods involving quantitative and semiquantitative mineral content estimation. Thin sections were analyzed, chemical composition was determined using atomic emission (ICP-AS) method. A steady trend to essential prevalence of serpentine over carbonates due to its X-ray amorphous phase was established. Average carbonate content varies from 10 % to 37 %, serpentine (including X-ray amorphous phase) – 21–80 %, X-ray amorphous serpentine – 16–72 %. It is suggested that X-ray amorphous serpentine presence is caused by poor crystallization of colloid phase formed by amorphous products of olivine decomposition at low pressure. Carbonate content is probably determined by the amount of water and carbon dioxide involved in secondary kimberlite transformations at the final stage as well as their multiple stages.

Key words: matrix, kimberlites, serpentine, carbonates, X-ray amorphous phase, intersertal serpentine, secondary transformations, postmagmatic transformations.

АВТОРАМ

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru. К тексту прилагаются сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, учёная степень, учёное звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
2. Плата с авторов за публикацию не взимается. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на её опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (500–600 знаков) 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. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или чёрно-белом вариантах в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подрисовочные подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
6. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.

О ЛИТОГЕННОЙ ПРИРОДЕ ЗОЛОТОНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПСЕФИТАХ РОСТОВСКОГО ВЫСТУПА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В статье показана возможная роль вмещающих пород в формировании золотоносной минерализации в верхнепротерозойских конгломератах и песчаниках верхней части синявской серии Ростовского выступа Украинского щита. Разделённые несогласием верхняя и нижняя части серии отличаются по типу щёлочности обломочных пород. Нижняя часть характеризуется калиевым типом щёлочности ($Na_2O/K_2O < 1$), верхняя – аномальным натриевым ($Na_2O/K_2O > 1$). Показано, что обогащение пород натрием произошло в результате эпигенетической альбитизации за счёт седиментогенных хлоридно-натриевых поровых вод. В условиях метаморфизма натрий фиксируется в новообразованном альбите, а хлор, не образуя собственной минеральной фазы, насыщает поровый раствор и, обладая избирательно высокой активностью по отношению к золоту, способствует его выщелачиванию и перераспределению в масштабе всей толщи, создавая тем самым предпосылки для образования рудных скоплений.

Ключевые слова: Ростовский выступ, золотоносная минерализация, докембрий, конгломерат, песчаник, геохимия натрия, эпигенетическая альбитизация.

Проблема происхождения золотого оруденения в терригенных толщах является одной из самых сложных в учении о рудных месторождениях. Геологические и изотопно-геохимические исследования последних лет показывают, что вмещающие породы выступают в качестве источника рудообразующих элементов и флюидов и играют значительную роль в процессе оруденения [1, 5, 8–10 и др.]. Поэтому для выявления природы этого процесса требуется анализ признаков геохимического взаимодействия руды и вмещающей породы как единой системы. Эффективность такого подхода продемонстрирована в работах [5, 11]. Нами проводились исследования в области разработки новых принципов прогнозирования рудоносности геологических комплексов Юга России [4, 6, 7]. В рамках этих исследований в настоящей работе на основе новых химико-аналитических данных показана возможность формирования золотоносной минерализации в верхнепротерозойских конгломератах и песчаниках Ростовского выступа Украинского щита в условиях катагенеза вмещающих пород. По данным картировочного бурения на интервале 500–1000 м в них обнаружены рудопроявления меди и золота [2]. Рудные проявления меди отнесены к генетическому типу медистых сланцев и песчаников [3]; происхождение золотоносной минерализации связывается с катагенезом и (или) метаморфизмом погружения [6]. На основе этих исследований в настоящей статье показаны особен-



**Парада
Сергей Григорьевич**

доктор геолого-минералогических наук
главный научный сотрудник,
зав. лабораторией региональной геологии
parada@ssc-ras.ru

ФГБУН «Федеральный исследовательский
центр Южный научный центр РАН»,
г. Ростов-на-Дону



ности строения верхнепротерозойских толщ синявской серии, литологического и химического составов пород и проявлений золотоносной минерализации в связи с поведением натрия в терригенных толщах.

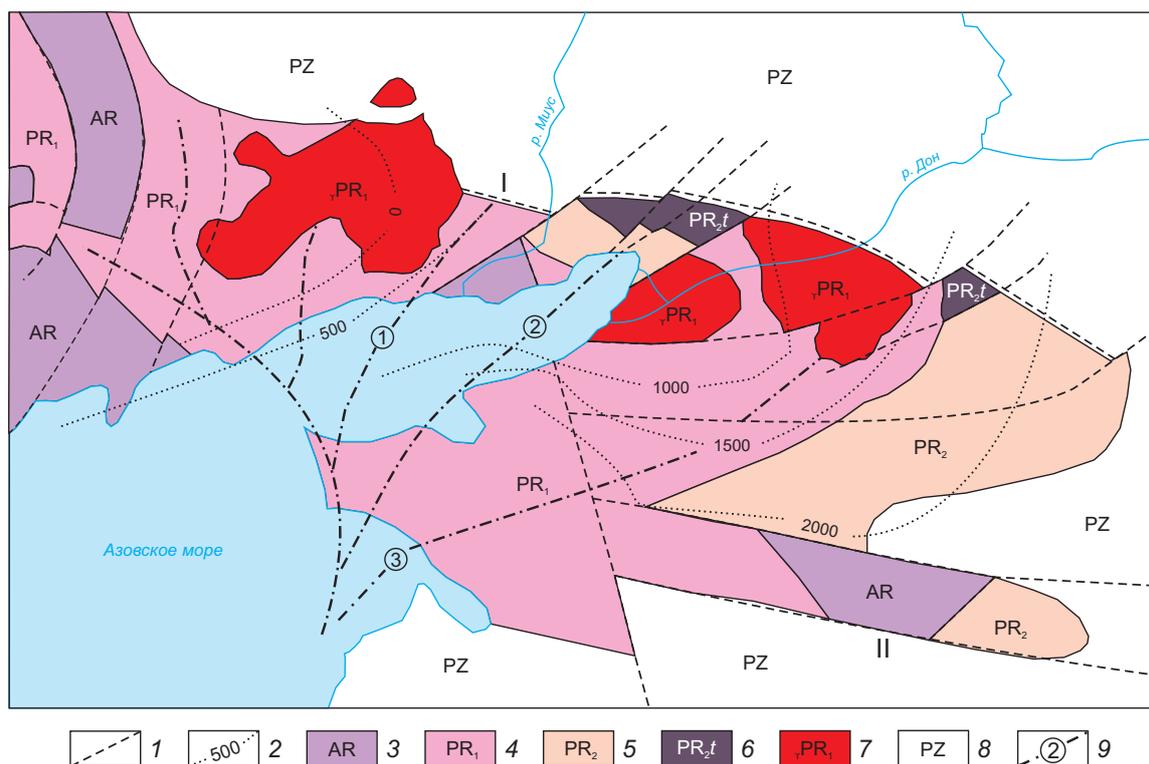
Синявская серия залегает на нижнепротерозойских породах с региональным несогласием и полностью сложена осадочными образованиями, прошедшими стадию катагенеза (рисунок). По литологическому составу и особенностям строения она разделяется на две части. В нижней части (общей мощностью ~ 2000 м) преобладают различные по составу песчаники с отдельными прослоями алевролитов, серицит-хлоритовых и филлитовидных сланцев, доломитов и эффузивных рассланцованных пород. Верхняя часть (мощностью не менее 600 м) почти целиком сложена конгломератами. Преобладание тех или других разновидностей пород и характер переслаивания позволяют выделить в составе нижней части синявской серии следующие свиты (снизу вверх): чалтырьскую, характеризующуюся наличием ритмично построенных пачек переслаивания от грубых до тонкозернистых песчаников, алевролитов, филлитовидных сланцев и доломитов; хавалышскую, отличающуюся преимущественно псаммитовым составом и наличием в верхней части прослоев вулканогенных пород; чадринскую, выделяющуюся по появлению в её основании и средней части разреза конгломератов и гравелитов. В верхней части хавалышской и чадринской свит имеются пласты доломитов повышенной мощности.

В синявской серии верхняя часть разреза почти целиком состоит из конгломератов с редкими прослоями песчаников и выделена как темерницкая свита. Она залегает с размывом на нижнепротерозойских породах и нижнесинявских отложениях. Наиболее широким распространением во всей синявской серии пользуются песчаники. Больше всего они развиты в хавалышской и чалтырьской свитах, реже отмечаются в чадринской. Для темерницкой свиты метапесчаники не характерны, отмечаются лишь их отдельные прослои. Гранулометрия и минералогия песчаников отличаются разнообразием – встречаются разности от полимиктовых до мономинеральных кварцевых и от грубозернистых до тонкозернистых. Постседиментационные изменения в песчаниках выражаются в развитии сланцеватости, перерождении цементирующего заполнителя в полевошпатово-кварцево-серици-

товый агрегат, образовании псевдофлюидальных и порфиروبластовых структур, а при малом количестве цементирующей массы возникают гранобластовые и гранолепидобластовые метаморфогенные структуры. Вторыми по распространённости породами синявской серии являются конгломераты. Конгломераты почти полностью слагают темерницкую свиту, мощность которой составляет 600 м. Нижняя половина синявской серии содержит лишь отдельные пласты конгломератов и гравелитов. Конгломераты средне- и мелкогалечные, часто содержат примесь гравия и небольших валунов. Цемент конгломератов относится к базальному или поровому типу. По составу пород обломочного материала конгломераты темерницкой свиты полипетрокластические. Чаще всего встречаются обломки более древних интрузивных и вулканических пород (45 %), в таком же количестве – обломки осадочных пород нижней части синявской серии (45 %).

Постседиментационные преобразования конгломератов темерницкой свиты характеризуются перекристаллизацией цементирующего материала в кварц-серицитово-альбитовую ткань, хлоритизацией и альбитизацией галек вулканических пород, хлоритизацией темноцветов и альбитизацией калиевых полевых шпатов в гальках и валунах интрузивных пород. Характер и интенсивность постседиментационных преобразований пород синявской серии сильно зависят от литологического состава исходных пород. Это не позволяет отнести постседиментационные преобразования к метаморфическим – их следует относить к катагенетическим.

По результатам бурения и химического анализа керн в синявской серии установлены интервалы с повышенными содержаниями золота, достигающими в отдельных пробах 2,5 г/т. Двенадцать таких интервалов приурочены к песчаникам и конгломератам темерницкой свиты, шесть интервалов – к песчаникам хавалышской свиты. Золотоносные интервалы в хавалышской свите связаны главным образом с вкрапленной сульфидной минерализацией, реже – с сульфидно-кварцевыми прожилками, локализованными в зонах дробления. В темерницкой свите наблюдается обратная ситуация – повышенная золотоносность связана с кварцевыми жилками и прожилками, которые развиты как в песчаниках, так и в конгломератах. При этом отдельные кварцевые прожилки пересекают од-



ПОЛОЖЕНИЕ ТЕМЕРНИЦКОЙ СВИТЫ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПЕСФИТОВ НА ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЙ СХЕМЕ РОСТОВСКОГО ВЫСТУПА УКРАИНСКОГО ЩИТА:

1 – разломы; 2 – изолинии глубины поверхности докембрийского фундамента; стратифицированные геологические комплексы: 3 – архейские, 4 – нижнепротерозойские, 5 – верхнепротерозойские (нижняя часть синявской серии), 6 – рудоносные конгломераты темерницкой свиты верхнего протерозоя (верхняя часть синявской серии); 7 – граниты Еланчикского и Нижнедонского массивов; 8 – палеозойское обрамление Украинского щита (PZ); 9 – оси главных синклиналей раннего протерозоя; синклинали (цифры в кружках): 1 – Латоновская, 2 – Синявская, 3 – Мечетинская; главные глубинные разломы (шовные зоны): I – Предднепровский, II – Бейсугский

новременно валуны и гальки самых разных пород в составе конгломератов, а также цементирующий материал.

Форма частиц самородного золота разная. В сульфидах отмечаются комковидные частицы и октаэдрические кристаллы размером 0,02–0,2 мм, в прожилках кварца – чешуйки и пластинки. Цвет их жёлтый, блеск сильный металлический, проба 920–950 ‰.

Рудоносные песчаники обладают непостоянным химическим составом, который изменяется в соответствии с вариативностью фациальных условий осадконакопления, установленных в работе [2]. Однако это не сказывается на выявленных нами особенностях их химического состава, выражающихся в том, что в песчаниках нижней половины синявской серии (чадринская, хавалышская и чал-

тырская свиты) K_2O доминирует над Na_2O , как и положено для осадочных пород, а вот в песчаниках темерницкой свиты установлено обратное соотношение (таблица).

В конгломератах темерницкой свиты (в цементе, гальках и валунах) при разнообразии валового химического и минерального составов также отмечается существенное превышение Na_2O над K_2O . Показательным является и то, что песчаники нижней части синявской серии, характеризующиеся в коренном залегании превышением K_2O над Na_2O , в составе валунно-галечного материала конгломератов темерницкой свиты приобретают обратное соотношение этих оксидов с преобладанием Na_2O . Существенно высокие значения Na_2O при относительно невысоких K_2O отмечаются и в гальках разнообразных вулканических и интрузивных пород

**СОДЕРЖАНИЯ Na₂O И K₂O (%) И ОТНОШЕНИЕ Na₂O/K₂O
В ПОРОДАХ СИНЯВСКОЙ СЕРИИ**

№	Породы и свиты	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O
1	Метапесчаники чалтырьской свиты	1,76	2,91	0,60
2		1,98	2,40	0,82
3	Метапесчаники хавалышской свиты	0,50	0,60	0,83
4		0,85	1,93	0,44
5	Метапесчаники чадринской свиты	2,84	3,80	0,75
6		1,83	2,94	0,62
7	Метапесчаники темерницкой свиты	4,56	1,50	3,04
8		5,76	0,65	8,86
9	Цемент конгломератов темерницкой свиты	2,26	1,20	1,88
10		5,90	0,23	25,65
Породы из галек конгломератов темерницкой свиты				
11	Метапесчаник	3,04	1,00	3,04
12		3,48	0,49	7,10
13	Липарит	4,00	0,74	5,40
14	Риодацит	4,77	0,29	16,45
15	Андезит	4,10	0,30	13,67
16	Трахиандезит	4,89	2,00	2,45
17	Базальт	3,48	0,10	34,80
18		3,06	0,38	8,05
19	Гранофир	4,80	0,14	34,29
20	Гранит-порфир	5,20	0,54	9,63
21	Плагиогранит-порфир	6,39	0,52	12,29
22	Плагиогранит	3,64	1,24	2,94
23	Диорит	3,60	3,00	1,20
24	Кварцевый диорит	5,92	1,48	4,00
25	Гранодиорит	6,06	0,49	12,37

из конгломератов. Таким образом, изложенные данные позволяют сделать два вывода, имеющих существенное значение для генетических и прогнозно-металлогенетических построений.

1. Синявская серия разделяется по вертикали не столько по литологическому составу, сколько по соотношению щелочных оксидов слагающих её псефитов. Нижняя половина синявской серии (чадринская, хавалышская и чалтырьская свиты) отличается преобладанием оксида калия над оксидом натрия ($Na_2O/K_2O < 1$), верхняя половина (темерницкая свита), наоборот, характеризуется преобладанием оксида натрия над оксидом калия ($Na_2O/K_2O > 1$).

2. Высокая натриевость псефитов темерницкой свиты является приобретённой за счёт эпигенетической альбитизации в условиях катагенеза пород.

Первый вывод даёт возможность прогнозирования минерального типа продуктивной на золото минерализации в псефитах синявской серии. Так, в соответствии с результатами выполненных нами геохимических исследований золотоносных метасадочных пород Приамурья и некоторых других регионов в толщах с калиевым типом щёлочности локализуются золотоносные сульфидно-вкрапленные руды, с натриевым – золотоносные кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны [5].

Второй вывод позволяет, определив причины альбитизации пород, установить источник рудоносных растворов. В соответствии с обоснованной ранее концепцией [5] обогащение осадочных пород натрием происходило в условиях катагенеза и (или) начального метаморфизма за счёт хлористого натрия осадков морских вод, захороненных в порых. Если же осадки испытывали поднятие выше уровня моря ещё до того, как они подверглись катагенезу или метаморфизму погружения, то натрий, содержащийся в порых, выщелачивался. При последующем региональном метаморфизме такие породы сохраняли нормальный для осадочных пород калиевый тип щёлочности.

Таким образом, причины различной щёлочности метаморфизованных псефитов верхней и нижней частей синявской серии объясняются изложенной концепцией, что подтверждается приведёнными выше химико-аналитическими данными. Получается, что золотоносные гидротермальные растворы могли формироваться в условиях эпигенетической альбитизации пород за счёт обогащённых NaCl седиментогенных поровых вод. Главной металлогенетической особенностью этого геохимического процесса является разделение геохимии хлора и натрия. При термодинамических параметрах катагенеза и (или) начального метаморфизма погружения натрий фиксируется в образующемся при этом альбите, а хлор не находит и не образует собственной минеральной фазы. Он насыщает поровый раствор и, обладая высокой растворяющей способностью по отношению к золоту, способствует его выщелачиванию, миграции и перераспределению в масштабе всей толщи, создавая тем самым предпосылки для образования скоплений золотоносных минерализаций.

Работа выполнена в рамках реализации государственного задания ЮНЦ РАН номер госрегистрации проекта АААА-А19-119011190181-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н. С. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) / Н. С. Бортников, Г. Н. Гамянин, О. В. Викентьева [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49, № 2. – С. 99–145.
2. Зайцев А. В. Рудоносность метаморфических комплексов восточного склона Украинского щита / А. В. Зайцев, В. В. Закруткин, Е. А. Кулиш // Геологический журнал. – 1989. – № 5. – С. 88–96.
3. Закруткин В. В. О промышленно-генетическом типе рудопроявлений меди и золота в синявской серии Ростовского выступа Украинского щита: материалы II Международной научной конференции «Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа» / В. В. Закруткин, С. Г. Парада. – Новочеркасск, 1999. – Т. 1. – С. 149–151.
4. Матишов Г. Г. Выбор рудоперспективных площадей по результатам дистанционной флюидоиндексации как фактор рационального недропользования в условиях горных территорий / Г. Г. Матишов, Д. Б. Давыденко, С. Г. Парада // Устойчивое развитие горных территорий. – 2010. – Т. 2, № 3. – С. 57–62.
5. Парада С. Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах / С. Г. Парада // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 3. – С. 275–288.
6. Парада С. Г. Опыт применения дистанционной флюидоиндексации для поиска руд благородных металлов и их спутников на Юге России / С. Г. Парада, Г. В. Зеленщиков, Д. Б. Давыденко // Руды и металлы. – 2011. – № 3–4. – С. 134–135.
7. Парада С. Г. Перспективные типы месторождений и рудопроявлений золота Юга России / С. Г. Парада // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – № 1. – С. 57–72.
8. Сафонов Ю. Г. Актуальные вопросы теории образования золоторудных месторождений / Ю. Г. Сафонов // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52, № 6. – С. 487–511.
9. Хардилов А. Э. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юрхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области / А. Э. Хардилов, С. Г. Парада, И. А. Холодная // Руды и металлы. – 2009. – № 3. – С. 22–28.
10. Холодов В. Н. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем / В. Н. Холодов, Е. М. Шмариович // Геология рудных месторождений. – 1992. – № 1. – С. 3–22.
11. Чекваидзе В. Б. Комплексная петрографо-минералогическая методика поисков золоторудных месторождений / В. Б. Чекваидзе, С. А. Миляев, И. З. Исакович. – М.: Бородино-Е, 2004. – 132 с.

LITHOGENIC NATURE OF GOLD-BEARING MINERALIZATION IN PRE-CAMBRIAN PSEPHITES OF THE ROSTOV LEDGE, UKRAINIAN SHIELD

S. G. Parada

(Federal Research Centre the Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don)

The paper reviews the nature of gold mineralization in the upper Proterozoic conglomerates and sandstones of the upper part of the Sinyavsky series within the Rostov projection, Ukrainian shield. Uncomfortable upper and lower parts differ in the alkalinity type of clastic rocks. The lower part is characterized by potassium alkalinity type ($Na_2O/K_2O < 1$), the upper part displays abnormal sodium type ($Na_2O/K_2O > 1$). It is shown that rocks enrichment in sodium occurred as a result of epigenetic albitization due to sedimentogene sodium chloride of pore waters. Under metamorphism conditions, sodium is fixed in the newly formed albite while chlorine, without forming its own mineral phase, saturates the pore solution and, with its selectively high activity in respect to gold, contributes to its leaching and redistribution within the entire thickness, thereby creating prerequisites for ore cluster formation.

Key words: Rostov ledge, gold mineralization, Pre-Cambrian, conglomerates, sandstones, potassium geochemistry, epigenetic albitization.



РОЛЬ ПАЛЕОКАРСТА В ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ТЕЛ ЛЕБЕДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА, ЯКУТИЯ

На основе анализа результатов многолетнего изучения золоторудных месторождений Лебединского рудного узла Центрального Алдана, а также материалов современных геологоразведочных работ обосновываются представления автора о существенной роли в данной структуре палеокарстовой системы, определившей обстановку накопления в позднеюрское – раннемеловое время золото-кварц-карбонат-сульфидных руд лебединского типа в вендской доломитовой толще. Положение экструзивно-субвулканических массивов рудоносной монцитит-сиенитовой формации с золото-порфировыми и золото-скарновыми рудами гипсометрически выше основной области разгрузки связанных с ними гидротермальных растворов обусловило движение последних сверху вниз до основного водоупора – кристаллического фундамента, ограничивающего рудоконтролирующую карстовую систему снизу. В секущих и стратифицированных элементах палеосистемы холодного карста локализованы рудные жилы и сопряжённые с ними залежи нижних уровней рудо-локализации. Горизонты наиболее интенсивного проявления карстовых процессов в рудовмещающей доломитовой толще на контактах с частными водоупорами определили их положение на нескольких рудоконтролирующих уровнях. Условия локализации залежей верхних уровней определяются их образованием вблизи массивов рудоносной формации при участии процессов гидротермокарста. Предлагаемая концепция, в соответствии с которой структура Лебединского рудного узла включает в качестве рудоконтролирующих и рудовмещающих структур элементы палеокарстовой системы, позволяет разработать новые подходы к прогнозированию и поискам подобных объектов.

Ключевые слова: золото-порфировые, золото-скарновые, золото-кварц-карбонат-сульфидные месторождения в доломитах, рудовмещающие структуры, рудоносные уровни, палеокарст.

Лебединский золоторудный россыпной узел Центрально-Алданского рудного района отличается высокой концентрацией оруденения. Здесь на площади ~ 500 км² сочетается несколько геолого-генетических и морфологических типов месторождений коренного золота, сопровождающихся богатыми и крупными россыпями [9, 24]. Ведущую роль играют жилы и пластообразные залежи лебединского типа, большей частью отработанные, подчинённую – жильно-штокверковые руды и золотоносные скарны. За 100 лет со времени открытия первых золотых россыпей здесь выявлено несколько сотен промышленных золоторудных тел, из которых добыто > 35 т золота.

Изучением рудного узла во время поисков, разведки и отработки коренных месторождений занимались Ю. А. Билибин, Ф. Г. Гаскаров, В. А. Диомидова, Ф. Н. Зверев, Н. В. Петровская, А. И. Фасталович, А. И. Казаринов, М. Б. Бородаевская, Г. М. Азанов, А. Ф. Кыттахов,

Минина Ольга Васильевна

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
minina@tsnigri.ru

ФГБУ «Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов»,
г. Москва

С. М. Нейзлер, Н. В. Нестеров, позже – Т. В. Билибина, Н. С. Игумнова, В. Г. Ветлужских, В. В. Карелин, А. А. Ким, А. Я. Кочетков, С. В. Кузнецов, Е. П. Максимов, А. В. Миных, С. В. Николаев, А. Н. Угрюмов и многие другие. Результаты их исследований опубликованы в основном в прошлом столетии, и лишь единичные – в последние годы [10, 15, 20, 21, 23]. Вместе с тем, месторождения лебединского типа, вмещающие основной объём руд, настолько своеобразны по геоструктурным условиям локализации, что для них и сейчас не установлены близкие аналоги и не разработаны непротиворечивые модели рудообразования. Богатство руд этих месторождений, а также существование сходных обстановок в ряде рудных районов Алданского щита (Верхне-Амгинском, Ломамском, Эвотинском, Кет-Капском) [7, 20] и в других регионах определяют целесообразность их рассмотрения с современных позиций на основе анализа обширного и весьма ценного фактического материала предшествующих многолетних исследований и новых данных, полученных в ходе проведения геологоразведочных работ последних лет.

Лебединский рудный узел расположен на северном склоне Алданского щита в области южного замыкания субмеридионального Якокутского палеопргиба, выполненного венд-кембрийскими и юрскими толщами осадочного чехла, горизонтально залегающими на породах кристаллического фундамента. Рудный узел охватывает юго-западный фрагмент этой структуры, частично отделённый от основной его части выступом фундамента и выполненный породами мелководной известняково-доломитовой формации венда (усть-юдомская свита), а также мергелями нижнего кембрия и терригенными юрскими отложениями. Основание пргиба и его борта сложены метаморфитами архея с крупными телами протерозойских гранитоидов и мигматитов. Важнейшими элементами строения узла являются куполовидные массивы, пластообразные тела и дайки – магматические продукты мезозойской тектоно-магматической активизации (рис. 1).

Всеми исследователями подчёркивается неоднородность строения нижней части разреза доломитовой толщи венда, вмещающей рудные тела лебединского типа. Она проявлена в присутствии горизонтов оолитовых известняков, замещённых халцедоновидным кварцем, доломитовых брекчий и конгломератов мощностью до 10 м, кремнистых и

глинистых прослоев, а также пластообразных магматических тел ороченского комплекса, внедрение которых связывается с начальным этапом проявления мезозойского магматизма [14], хотя данные определения абсолютного возраста не позволяют однозначно решить вопрос о времени их становления [15]. Вблизи поверхности архейского фундамента находятся самые ранние из них – маломощные тела пироксен- и биотит-роговообманковых порфиритов, нередко с трахитовой структурой основной массы и флюидальной текстурой, простирающиеся на сотни метров или несколько (до 10) километров. Протяжённые пластовые тела риолитов мощностью в десятки метров залегают выше по разрезу; близкое положение занимают тела вогезитов-минетт. Породы, слагающие перечисленные образования, претерпели незначительные постмагматические изменения, а их воздействие на вмещающие доломиты ничтожно.

Учитывая согласное залегание с вмещающими доломитами, сочетание небольшой мощности пластовых тел с их значительной протяжённостью, смену более ранних тел более поздними вверх по стратиграфическому разрезу, они с большим основанием могут быть отнесены к лавовым потокам в разрезе доломитовой толщи венда, чем к силам поздне триасово-раннеюрского возраста. По мнению В. Г. Ветлужских, проявлением вендского вулканизма обусловлено повышенное содержание ряда рудных и редких элементов в кремнистых горизонтах этой толщи [3]. Присутствие туфогенного материала в отложениях усть-юдомской свиты венда в том же регионе отмечено на стратиформном Pb-Zn месторождении Сардана [8]. На основании изложенного пластообразные тела ороченского комплекса вместе с вмещающими их доломитами, горизонтами доломитовых конгломератов и брекчий, прослоями кремнистых, глинистых пород и оолитовых известняков рассматриваются нами как составляющие единого стратиграфического разреза вендского времени. В то же время для локализованных в этом разрезе золоторудных тел лебединского типа обоснован мезозойский возраст.

После накопления карбонатных толщ венда – кембрия на Алданском щите установился устойчивый режим поднятия, в ходе которого доломитовая толща венда, отличающаяся весьма неоднородным строением, длительное время (палеозой, частично мезозой) находилась в континентальных условиях, необходимых и достаточных для форми-

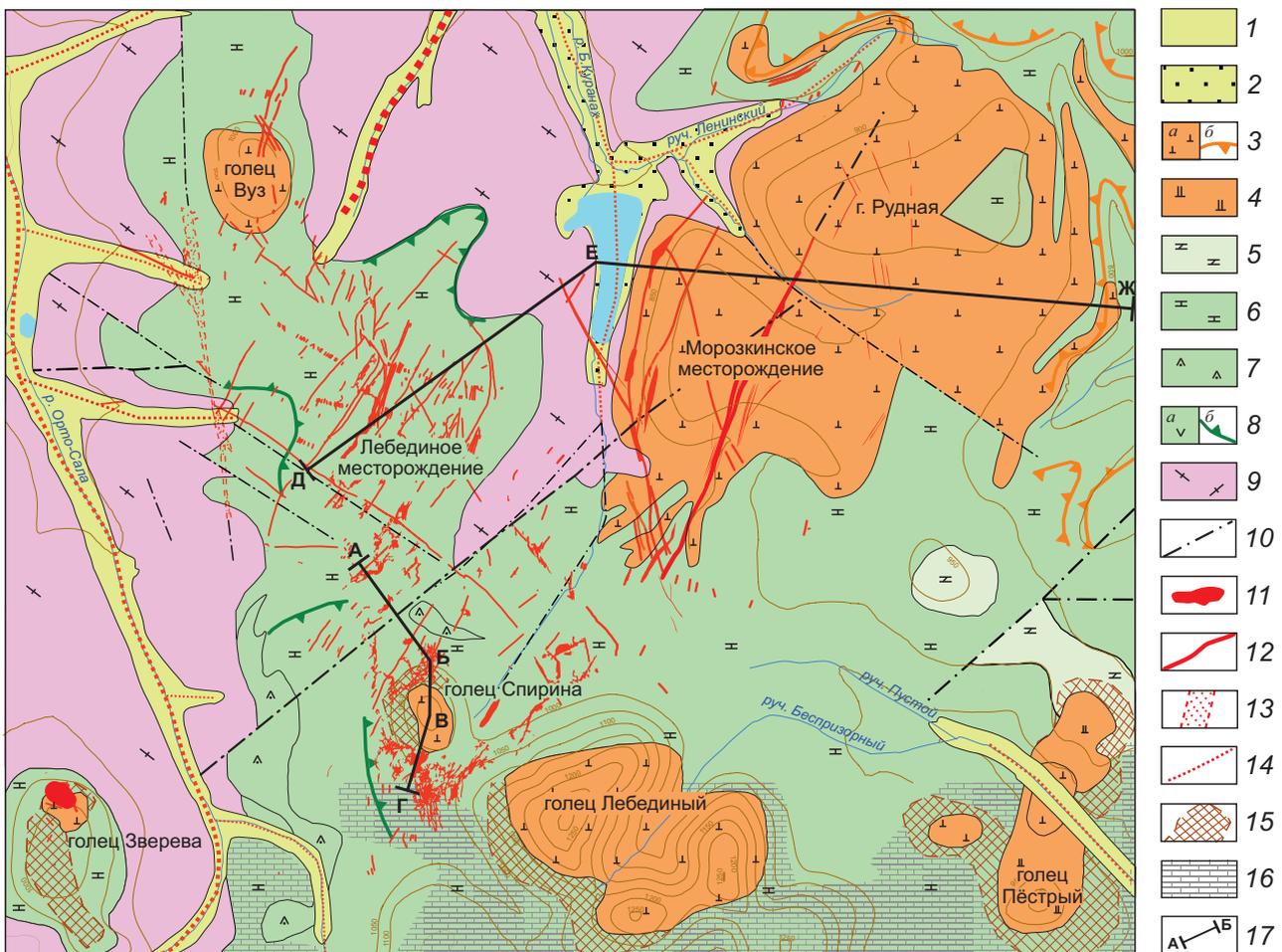


Рис. 1. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛЕБЕДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (по данным Алданского филиала ГУГП РС (Я) «Якутскгеология»):

отложения речных долин: 1 – аллювиальные, 2 – техногенные; рудоносная монзонит-сиенитовая формация, J₃-K₁; 3 – щелочноземельные и субщелочные сиенит-порфиры, ортофиры, сиениты, граносиениты (а), их немасштабное изображение (б), 4 – щелочные сиениты, сиенит-порфиры; платформенный чехол: 5 – надрудная толща мергелей, мергелистых доломитов пестроцветной свиты, Є₁, 6–8 – рудовмещающая вулканогенно-известково-доломитовая толща усть-юдомской свиты, V–Є₁; 6 – доломиты с горизонтами доломитовых конгломератов, глинистых доломитов, оолитовых известняков, кремней, 7, 8 – пластовые тела ороченского комплекса: 7 – кварцевых порфиров (риолитов), 8 – пироксен- и биотит-роговообманковых порфиров (андезибазальтов-андезитов), лампрофиров (а), их немасштабное изображение (б); 9 – фундамент: кристаллические сланцы, реже гнейсы, линзы мраморов (AR₂), граниты (PR₁), мигматиты; 10 – основные разрывные нарушения; тела золото-сульфидно-(карбонат)-кварцевых руд: 11 – субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи (проекции и контуры выходов на современную поверхность), 12 – крутопадающие жилы и линейные штокверки; 13 – крутопадающая «сквозная» зона золотоносной гематит-пирит-кварцевой минерализации Случайная-I; 14 – россыпи золота; 15 – скарны; 16 – мраморы; 17 – линии геологических разрезов

рования системы холодного карста (палеокарста) с хорошо развитыми стратифицированными и секущими элементами [1]. Наиболее благоприятными для проявления карстовых процессов являлись стратиграфические уровни контактов обводнённых и водоупорных горизонтов: палеопереваль

кристаллического фундамента, верхние и нижние ограничения пластовых магматических тел, частные неоднородности разреза (горизонты оолитовых известняков, кремнистых скоплений и др.), литогенетические трещины напластования. Эти стратиграфические уровни отмечены горизонтами ос-

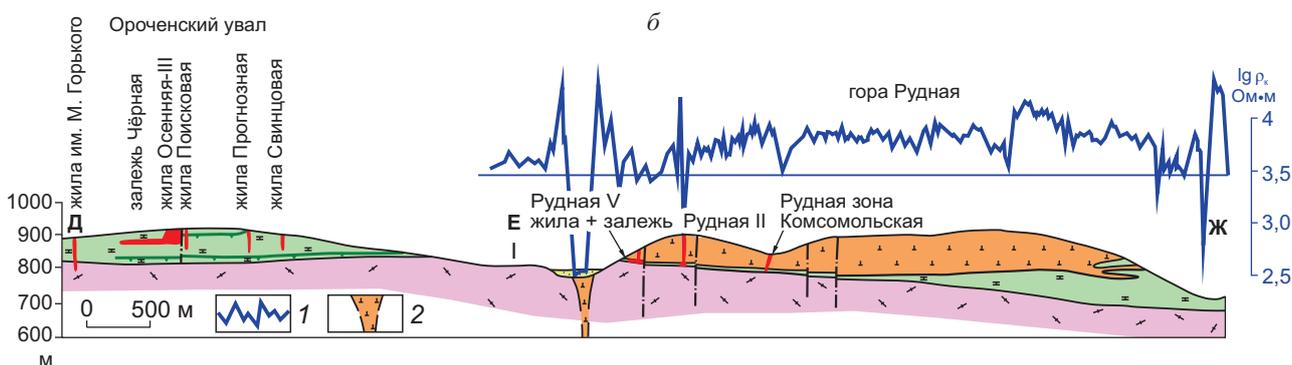
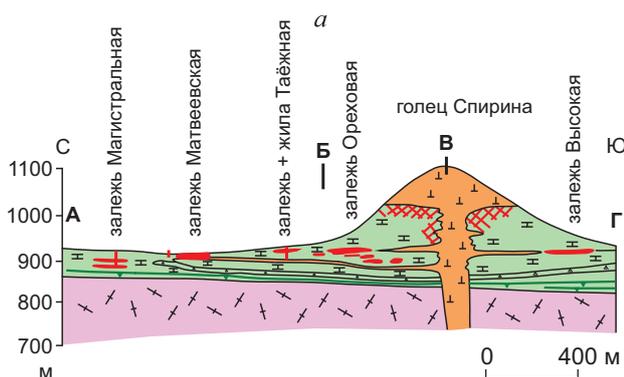


Рис. 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛЕБЕДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА: *а* – МАССИВА ГОЛЬЦА СПИРИНА И ВМЕЩАЮЩЕЙ ЕГО ДОЛОМИТОВОЙ ТОЛЩИ С ЗАЛЕЖАМИ ВЕРХНИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ УРОВНЕЙ; *б* – МАССИВА ГОРЫ РУДНОЙ И ОРОЧЕНСКОГО УВАЛА С ЗАЛЕЖАМИ НИЖНИХ УРОВНЕЙ:

1 – график $\lg \rho_v$; 2 – предполагаемое положение магмо- и рудоподводящего канала массива сиенит-порфиров горы Рудной; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

таточных карстовых отложений – значительными скоплениями глинистых масс и продуктов разрушения доломитов в ходе проявления карстовых процессов (брекчий, конгломератов, доломитовой сыпучки). Крутопадающие, секущие напластование элементы карстовой системы наследуют разрывные нарушения и вертикальные трещины, обеспечивающие просачивание атмосферных и поверхностных вод в глубь карстующегося массива доломитов, гидравлическую связь между отдельными водоносными горизонтами и активное развитие карстовых процессов [11].

Палеокарстовая система Лебединского рудного узла охватывала всю рудовмещающую доломитовую толщу, то есть её вертикальный размах составлял 100–170 м, а ограничения на флангах служили выступы и относительно поднятые блоки фундамента. Однако в более неоднородной по строению нижней части разреза и особенно вблизи основного водоупорного горизонта – кристаллического фундамента – карстовые процессы проходили более интенсивно, чем на верхних горизонтах. *Присутствие палеокарстовой системы определяло геоструктурную обстановку Лебединского рудного узла на время проявления рудоносного магматизма и рудоотложения в поздней юре – раннем мелу.*

Рудоносная монцонит-сиенитовая формация (лебединский комплекс, J_3-K_1) объединяет щелочноземельные и субщелочные сиениты, монцониты, граносиениты, представленные субвулканическими и экструзивными фациями. Основной объём магматитов сконцентрирован в куполообразных телах диаметром большей частью 1000–1500 м, высотой 200–300 м, нередко с субгоризонтальной нижней границей. Их основание и раму слагают породы доломитовой толщи, реже – древнего фундамента (гора Рудная). В некоторых массивах (Вуз, Зверева) бурением вскрыты штокообразные магмоподводящие каналы. В современном рельефе эти массивы венчают округлые или овальные в плане возвышенности (гольцы) с достаточно крутыми (25–30°) склонами, покрытыми мощными осыпями (гольцы Спирина, Лебединый, Колтыкон, Верблюд и др.) (см. рис. 1). Характерными элементами их строения являются горизонтальные пластообразные апофизы, отходящие в породы доломитовой толщи на расстояние до 100 м и более (рис. 2).

Куполовидные массивы, традиционно рассматриваемые как лакколиты, сложены порфировидными и порфировыми породами (обычно сиенитами), сменяющимися во внешних зонах слабо раскристаллизованными разностями, а в пластообраз-

ных апофизах – породами эффузивного облика [24, 29]. Это отражает их становление в приповерхностной обстановке, в то время как классические лакколлиты формируются на гипабиссальном уровне. На «лакколлитах» Лебединского рудного узла не обнаружено остатков доломитовой кровли, и большинством исследователей предполагается незначительная первоначальная мощность этих пород [24 и др.]. Отсутствие покрывки из вендских доломитов на массивах Верблюд и Золотой подтверждается составом делювия вокруг них, в котором, по Ю. С. Яковлеву (1964 г.), присутствуют продукты перемыва только юрских терригенных пород. Приведённые данные характеризуют массивы порфировых сиенитов-монзонитов, образующие куполовидные возвышенности на площади Лебединского рудного узла, как экструживно-субвулканические тела, верхние части которых кристаллизовались выше палеоповерхности, а магнеподводящие каналы и пластообразные апофизы – в породах вмещающей доломитовой толщ. Из-за отсутствия вышележащих отложений геологический возраст этих тел не может быть установлен, однако определения абсолютного возраста [15 и др.] ограничивают их становление интервалом J_3-K_1 .

С экструживно-субвулканическими телами сиенит-порфиров рудоносной монзонит-сиенитовой формации в Лебединском рудном узле во времени и пространстве сопряжены месторождения нескольких рудно-формационных и геолого-генетических типов: золото-порфирового, золото-скарнового, а также наиболее богатого – золото-сульфидного и золото-сульфидно-карбонат-кварцевого лебединского (жильного и залежного). При этом верхние, куполообразные элементы этих тел, формировавшиеся на палеоповерхности при невысоких температурах, промышленного оруденения не несут. И лишь в их нижних частях, примыкающих к основанию, а также на субвулканическом уровне вблизи пластообразных апофиз и магнеподводящих каналов созданное ими температурное поле достаточно высоко для становления золоторудных тел.

Золото-порфировый тип месторождений выявлен в рудоносном массиве субщелочных кварцевых сиенит-порфиров горы Рудной в центральной части Лебединского рудного узла (см. рис. 1). Массив приурочен к слабо наклонённому на восток выступу кристаллического фундамента, частично перекрытому доломитовой толщей, мощ-

ность которой возрастает в восточном направлении. В отличие от других массивов он существенно больше по площади, но уступает по высоте за счёт уплощённой караваеобразной формы. Его западная рудоносная часть с наиболее высоким положением основания, по-видимому, довольно сильно эродирована, а восточная осложнена пластообразными апофизами сиенит-порфиров и ортофиоров по напластованию доломитов (см. рис. 2, б).

Сиенит-порфиры массива горы Рудной преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами при ведущей роли пропилитизации (эпидот, хлорит, кварц, карбонат) – во внешней зоне и березитизации (кварц, анкерит, серицит) – во внутренней [21]. Широко распространена прожилково-вкрапленная кварц-пиритовая минерализация. В западной части массива локализованы крутопадающие рудоносные структуры субмеридионального и северо-восточного простираний. Они сложены жильно-штокверковыми и прожилково-вкрапленными золото-сульфидно-кварцевыми рудами, а в основании массива, на уровне доломитовой толщи и внутри неё, среди карстовых глин, сосредоточены пластообразные залежи массивных и вкрапленных золото-кварц-карбонат-сульфидных руд. Все они представлены окисленными разностями, преобразованными до рыхлого состояния. Часть крутопадающих жильнообразных рудных тел и сопряжённых с ними субгоризонтальных залежей (Рудная V, II, Гранитная-Рудная I и др.) давно известна и в основном отработана, другие (Крутая-Коллективная, Комсомольская-Коллективная, Возрождение) изучены в ходе геологоразведочных работ последних лет (см. рис. 2, б).

Рудоносная структура Крутая-Коллективная и примыкающие к ней по падению залежи образуют Морозкинское (первоначально Гора Рудная) золоторудное месторождение (рис. 3). По данным поисково-оценочных и разведочных работ, проводившихся в 2010–2017 гг. под руководством А. В. Минакова, рудные зоны мощностью от первых десятков до 100 м представляют собой крутопадающие линейные золото-пирит-кварцевые штокверки в карбонат-серицит-кварцевых метасоматитах со стержневыми жильными телами (см. рис. 3, а). Они образованы сближенными пирит-кварцевыми прожилками (мощность до 8–10 см), жилами (до 15–20 см) и включают брекчии изменённых сиенит-порфиров с пирит-(карбонат)-кварцевым цементом. В прожилках содержание пирита колеблется

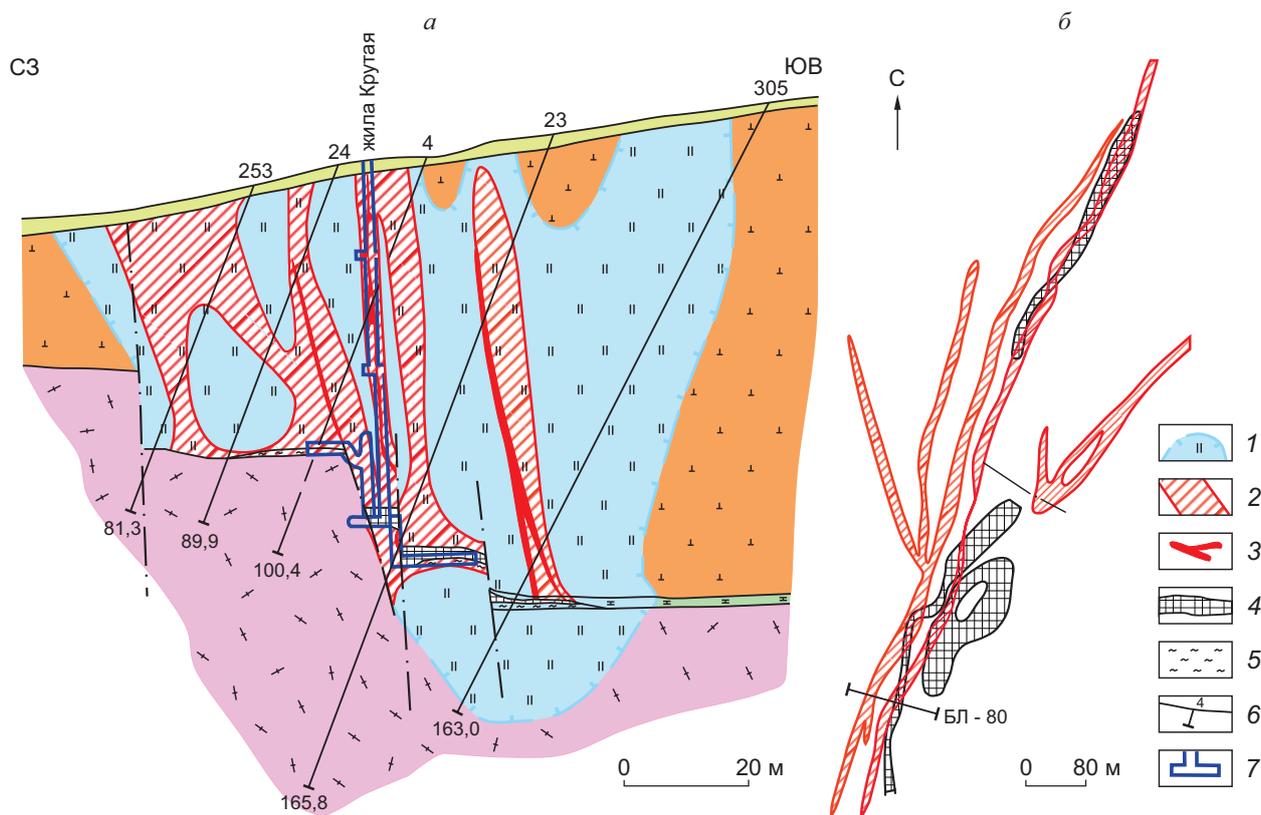


Рис. 3. МОРОЗКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, РУДНАЯ ЗОНА КРУТАЯ-КОЛЛЕКТИВНАЯ: а – ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВКРЕСТ ПРОСТИРАНИЯ ПО ПРОФИЛЮ БЛ-80; б – СООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ШТОКВЕРКОВ И ЗАЛЕЖЕЙ В ПЛАНЕ (по данным А. В. Минова, 2015 г., С. Н. Николаева, 1991 г., с уточнениями):

1 – пирит-анкерит-серицит-(мусковит)-кварцевые метасоматиты с прожилково-вкрапленной кварц-пиритовой минерализацией; 2 – штокверки золото-пирит-кварцевых прожилков; 3 – жиллообразные золото-пирит-кварцевые тела; 4 – залежь Рудная и др. (см. рис. 5); 5 – карстовые глины; 6 – скважины; 7 – горные выработки; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

от 1–2 до 10–15 %, в жилах достигает 50–70 %; изредка встречаются галенит, халькопирит, арсенопирит, самородное золото. Содержание золота в прожилках и жилах – от единичных значений до 70–80 г/т, а в метасоматически изменённых сиенит-порфирах не превышает 0,5–0,6 г/т. Пластообразные залежи окисленных золото-пирит-карбонатных руд в доломитах основания массива горы Рудной локализованы исключительно в створе крутопадающих жильно-штокверковых зон, сменяя их по падению (см. рис. 3, б).

Несмотря на значительный объём бурения, магмо- и рудоподводящий каналы в основании массива сиенит-порфиров горы Рудной не установлены. На участке месторождения лишь некоторые из крутопадающих жильно-штокверковых тел прослеживаются в породах кристаллического фундамента

на незначительное расстояние при существенном сокращении мощности и содержания золота. Ряд данных позволяет предполагать расположение рудоподводящего канала на юго-западном фланге массива, где крутопадающая субмеридиональная рудная зона Савинская-Восточная с отработанными жильными телами с исключительно высоким содержанием золота (до 20–40 г/т) прослежена в фундаменте до глубины 150 м и наследуется современной долиной р. Большой Кураны (см. рис. 1). Это предположение подтверждается и результатами детальных геофизических работ (методы ВЭЗ и электротомографии), проведённых ООО «ВИРГ-Рудгеофизика» в 2015–2016 гг. Если рудные зоны Крутая-Коллективная и Возрождение, локализованные во внутренней части массива горы Рудной, методами электроразведки не выделяются, то жилы

Гранитная–Рудная I, Рудная-V и Рудная-II, расположенные на его западном фланге вблизи предполагаемого рудоподводящего канала и прорывающие породы фундамента, трассируются интенсивной субвертикальной аномалией повышенных значений поляризуемости, а примыкающая к ним экзо-контактовая зона массива отмечена резкой отрицательной аномалией кажущегося электрического сопротивления со значениями ρ_k 100–1000 Ом·м (см. рис. 2, б), характерными для первичных кварц-сульфидных руд и зон повышенной проницаемости. Долина р. Большой Куранах, наследующая положение рудоподводящего канала, вмещала крупную, сейчас отработанную россыпь золота. Технологические продукты её отработки – дражные отвалы мощностью до 10–15 м, заполняющие всю долину реки, сильно обводнены, что также обуславливает падение электрического сопротивления до первых тысяч Ом·м (А. В. Минаков, 2012 г.), однако не компенсирует полностью аномалию. Таким образом, данные электроразведки подтверждают возможность присутствия здесь рудоподводящего канала.

Россыпь длиной ~ 22 км локализована в современном аллювии [9]. В золотоносном пласте мощностью 1,4–5,7 м содержание золота достигало 2 г/м³ (среднее 0,5–0,8 г/м³). Среди золотин разной формы с пробой 875–900 ‰ преобладали мелкие, хотя извлекались и самородки весом до 2–4 кг. Эти данные не противоречат предположению о значительной эродированности западной части рудоносного массива сиенит-порфиров горы Рудной, вмещавшей основной объём руд около рудоподводящего канала, что обеспечило богатство россыпи р. Большой Куранах.

Поисково-оценочными и разведочными работами на рудном поле Гора Рудная установлено (А. В. Минаков и др., 2012, 2015 гг.), что рудоносные штокверки и жилы локализованы в зонах трещиноватости, в которых большей частью отсутствуют признаки катаклаза, милонитизации и тектонической сланцеватости, что характерно для контракционных трещин, образующихся в магматических телах в ходе их остывания. Также обращает на себя внимание тот факт, что при северо-восточном простирании рудных зон Крутая-Коллективная (20–25°) и Возрождение (45°) составляющие их золотоносные пирит-кварцевые прожилки ориентированы в субмеридиональном направлении, причём такая же система вертикальных трещин повсеместно про-

явлена в массиве сиенит-порфиров и за пределами рудных зон. Подобная ориентировка трещиноватости, подчинённая субмеридиональному направлению магмо- и рудоподводящего канала, предполагаемого на западном фланге массива горы Рудной, свидетельствует о её образовании в ходе становления и остывания этого массива. Показательно также, что рудные зоны веерообразно отходят от рудоподводящего канала, изменяя свое простирание от субмеридионального вблизи него до северо-восточного – на удалении (см. рис. 1). Их положение контролируется разрывными нарушениями, фиксирующими ступенчатое погружение основания экструживно-субвулканического массива сиенит-порфиров в восточном направлении по мере его роста. Приведённые данные указывают на тесную связь жильно-штокверкового золото-сульфидно-кварцевого оруденения со становлением рудоносного массива и позволяют отнести Морозкинское месторождение к золото-порфировому типу.

Проявления гольцов Зверева и Вуз на западном фланге Лебединского узла (см. рис. 1) иллюстрируют обстановку локализации золото-сульфидно-кварцевого, в том числе скарнового, оруденения на уровне магмо- и рудоподводящих каналов. Рудоносные массивы монзонит-сиенитовой формации приурочены к крупному выступу (Зверева) и относительно поднятому блоку (Вуз) кристаллического фундамента, где в результате эрозионных процессов мощность доломитовой толщи венда сокращена, а сами массивы вскрыты до крутопадающих магмоподводящих штоков и отходящих от них субгоризонтальных апофиз, согласных с напластованием вмещающих доломитов (см. рис. 1).

По данным А. В. Минакова и др. (2012 г.), оба массива во всем объёме содержат прожилково-вкрапленную кварц-пиритовую минерализацию. Промышленные руды сосредоточены в крутопадающих жильно-штокверковых зонах, рассекающих массивы, а также в пластообразных и лентовидных скарновых залежах, сопряжённых с горизонтальными апофизами сиенит-порфиров в доломитах. Наиболее распространены окисленные кварц-лимонитовые руды (с малахитом и азуритом), менее – первичные кварц-халькопирит-пиритовые с содержанием Cu до 1 %. В Вузовской рудоносной структуре крутопадающие рудные зоны Вузовская-I и Косогорная прослеживаются и в фундаменте, фиксируя рудоподводящий канал, все остальные выклиниваются выше по падению, в контурах массива

ва. В массиве гольца Зверева скарны (магнетитовые, диопсид-флогопитовые, форстеритовые, актинолит-тремолитовые) с промышленным содержанием золота развиты в блоках доломитов внутри него и в доломитовой толще вдоль пластообразных апофиз сиенит-порфиоров, отходящих от магмоподводящего канала.

Дополнительная информация о характере золоторудной минерализации в массивах продуктивной монцонит-сиенитовой формации получена при разведке глубоких горизонтов Самолазовского месторождения, открытого в 1993 г. к югу от Лебединского, в Юхтинском рудном узле. Новые данные об этом объекте приведены в работе В. И. Леонтьева с соавторами [17]. Юхтинский массив сложен породами трёх фаз лебединского монцонит-сиенитового комплекса (J_3-K_1): первой – щёлочноземельных сиенитов, второй – авгитовых кварцсодержащих сиенитов и кварцевых лейкосиенитов, третьей – щёлочно-полевошпатовых кварцевых сиенитов и граносиенитов с завершающими дайками сиенит-порфиоров и трубкой минерализованных эксплозивных брекчий. На Самолазовском месторождении проявлена рудоносность кварцевых сиенит-порфиоров, а на расположенном в 1,5 км от него Гарбузовском – щёлочно-полевошпатовых граносиенитов.

Обнажающиеся на поверхности золотоносные скарны, как и на месторождении гольца Зверева, локализованы в доломитовой толще на верхнем и нижнем контактах пластообразного тела кварцевых сиенит-порфиоров. Отработанная субгоризонтальная пластообразная залежь была сложена практически полностью окисленными скарновыми рудами, превращёнными в золотоносную супесчано-мелкообломочную массу.

Штокверк кварцевых прожилков с молибдени-том и халькопиритом в калишпатовых метасоматитах, вскрытый бурением на глубоких горизонтах месторождения, во внутренней зоне массива кварцевых сиенит-порфиоров, по нашему мнению, представляет (медно-молибден)-золото-порфиоровый тип оруденения, не образующий здесь промышленных скоплений. По данным В. И. Леонтьева с соавторами, более поздняя золотоносная флюорит-карбонат-адуляр-кварцевая ассоциация с пиритом и марказитом (с содержанием золота до 40 г/т) слагает штокверки и маломощные жилы в массиве кварцевых сиенит-порфиоров, а также служит цементом в крутопадающих брекчиевых телах, рассекающих породы фундамента и отличающихся

наиболее высоким содержанием золота (до сотен г/т). Она же обеспечивает промышленные содержания золота в скарновых рудах. Присутствие в её составе адуляра, а также глобулярных форм пирита и марказита свидетельствует о невысоких температурах рудообразования, а повышенные содержания Au, Sb, As, V, Tl, Te, Hg характеризуют её золото-теллуридную геохимическую специализацию [17], свойственную эпитермальным рудам, входящим вместе с медно-порфиоровыми в единые рудно-магматические системы.

Основной объём золота Лебединского рудного узла сосредоточен в месторождениях лебединского типа, к настоящему времени в основном отработанных. Наиболее полное строение, состав и условия локализации рудных тел охарактеризованы в работах А. И. Фасталовича, Н. В. Петровской и А. И. Казаринова [24, 29, 30], В. Ф. Гаскарова [6], Н. В. Нестерова [22], изучавших их на этапах разведки и отработки, а также в более поздних обобщающих статьях В. Г. Ветлужского [3, 4], А. Я. Кочеткова [13, 14], А. Н. Угрюмова [28] с соавторами. Месторождения лебединского типа представлены золото-сульфидно-кварц-карбонатными горизонтальными залежами, крутопадающими жилами и комбинированными телами тех и других. Все они локализованы в толще доломитов венда: залежи – на нескольких определённых (трёх основных и двух-трёх второстепенных промежуточных) литолого-стратиграфических уровнях (рис. 4), жилы – в зонах крутопадающих нарушений, в ряде случаев вместе с дайками субщелочных пород (см. рис. 2). Не вызывает сомнения мезозойский возраст оруденения. Н. В. Петровской [24, 30] в составе залежей и жил выделены четыре минеральных типа руд: пирит-кварц-карбонатный, пирит-кварцевый, гематит-пирит-кварцевый, кварц-полисульфидный (галенит-халькопирит-пирит-кварцевый). Два первых типа образованы ранними минеральными ассоциациями с содержанием золота на уровне 11–18 г/т и нередко встречаются совместно, два последних – поздними ассоциациями с более высоким содержанием золота (23 г/т).

В составе руд резко преобладает пирит, содержание которого колеблется от единичных значений до 10–15 %, но иногда превышает 50–70 %. Все рудные тела частично или целиком сложены рыхлыми землистыми окисленными рудами, что неудивительно с учётом их локализации в толще сильно обводнённых закарстованных доломитов.

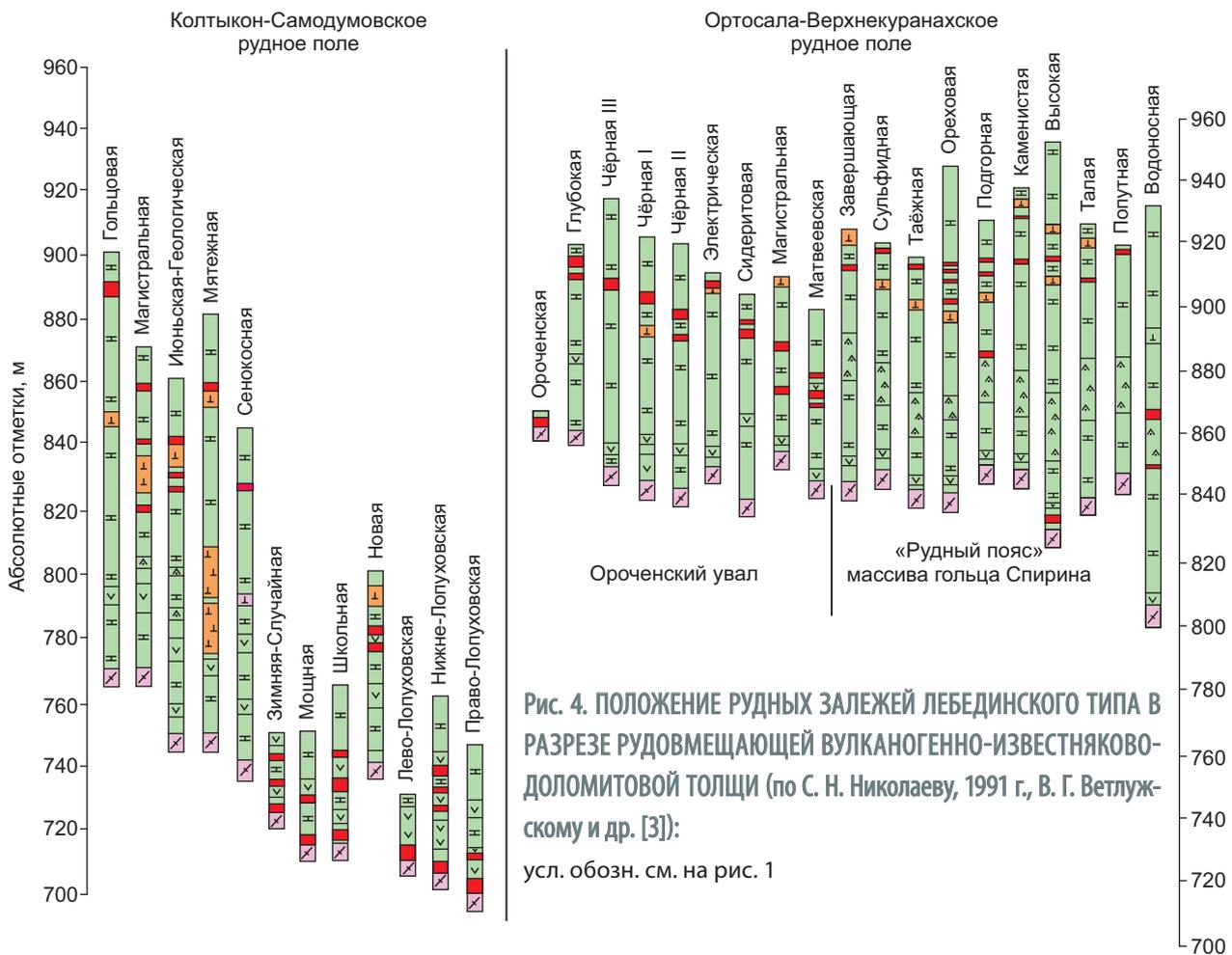


Рис. 4. ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ЛЕБЕДИНСКОГО ТИПА В РАЗРЕЗЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ВУЛКАНОГЕННО-ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВОЙ ТОЛЩИ (по С. Н. Николаеву, 1991 г., В. Г. Ветлужскому и др. [3]):

усл. обозн. см. на рис. 1

Условия локализации золоторудных тел лебединского типа весьма своеобразны прежде всего из-за отсутствия очевидных рудоподводящих каналов. Подавляющее большинство залежей и жил локализованы в толще доломитов венда и не имеет продолжения в подстилающих кристаллических породах фундамента, где они в лучшем случае сменяются незначительной минерализацией. Известные немногочисленные крутопадающие золоторудные жилы и штокверки, прорывающие породы фундамента, тяготеют к массивам рудоносной монцит-сиенитовой формации (горы Рудной, гольцов Зверева, Вуз) и удалены от рудных тел лебединского типа на расстояние до 2–3 км (см. рис. 1, 2). Со времени изучения этих месторождений в середине прошлого века коллективом ЦНИГРИ [24, 29, 30] считается, что положение согласных золоторудных залежей в разрезе доломитовой толщи контролируется горизонтальными тектоническими зонами «отслоения, послойных приоткрываний и

пластовых перемещений на рудоносных горизонтах», а жил – крутопадающими разрывными нарушениями и зонами трещиноватости, причём не объясняется, почему последние ограничиваются исключительно разрезом доломитовой толщи и не уходят в породы фундамента. Анализ огромного фактического материала, полученного почти за вековую историю освоения и изучения этих месторождений, позволяет наметить более обоснованный и непротиворечивый вариант обстановки рудотложения, определившей их своеобразный структурный каркас.

Рудные залежи по морфологическим особенностям, условиям локализации и положению в разрезе рудовмещающей доломитовой толщи отчетливо делятся на две группы. К *первой группе* принадлежат тела, приуроченные к верхним литологостратиграфическим уровням, в пределах которых они тесно связаны с субгоризонтальными пластобразными апофизами массивов сиенит-порфиоров

рудноносной формации. На этом уровне (80–100 м от поверхности фундамента) локализованы залежи в обрамлении экструзивно-субвулканического массива субщелочных сиенит-порфиров гольца Спирина (см. рис. 2, а, рис 4). Здесь выявлено 48 залежей, то есть 29 % от всех известных в Лебединском рудном узле. Среди них – Высокая, Ореховая, Подгорная, Подгольцовая, Таёжная, Каменистая, Сульфидная и др. Вблизи массивов сиенит-порфиров Лебединый, Турук, Колтыкон на уровне 110–140 м выше поверхности фундамента размещены ещё 30 залежей (18 %) [4].

В плане залежи имеют таблитчатые очертания с извилистыми границами, а на выклинках сменяются мелкими линзовидными и гнездообразными рудными скоплениями. Их сложное внутреннее строение определяется сочетанием многочисленных лентообразных рудных тел, соединённых перемычками (см. рис. 2, а). При длине от десятков до первых сотен метров размеры залежей по ширине колеблются от 5–7 до 20–25 м, а по мощности – от нескольких сантиметров до метров. Вмещающие их доломиты перекристаллизованы и скарнированы; для окорудного пространства весьма характерно присутствие тремолита, занимающего до 20–30 % объёма.

В составе этих залежей обычно преобладают окисленные руды, но в некоторых (Высокая, Подгорная и др.) – первичные полосчатые кварц-полисульфидные, состоящие из пирита (30–80 %), халькопирита (до 10–20 %), галенита, сфалерита, других сульфидов и халцедоновидного кварца. За счёт преобладания поздней кварц-полисульфидной ассоциации залежи верхних уровней отличаются наиболее высоким содержанием золота – до первых сотен г/т, а также промышленными концентрациями Ag и Cu.

Не вызывает сомнения, что происхождение залежей первой группы связано со становлением массивов рудоносной монзонит-сиенитовой формации, контролирующей их размещение.

А. Н. Угрюмовым с соавторами описана латеральная рудная зональность группы залежей, отражающая смену минерального состава руд, содержания в них золота, размеров его зёрен и значений пробы по мере удаления от рудоносного массива и снижения температуры рудообразования [28]. Вместе с тем присутствие значительного количества глинистого материала (залежи Динамитная, Талая, Кедровая и др.) свидетельствует об участии в ру-

дообразовании не только метасоматических, но и гидротермокарстовых процессов, поддерживаемых высокими температурами гидротермальных растворов вблизи рудоносных массивов.

Залежи *второй группы*, вмещающие основные запасы золота, на Ортосала-Верхнекурахском рудном поле сосредоточены на площади Ороченского увала (см. рис. 1, рис. 2, б), а также составляют основу Колтыкон-Самодумовского и Радостного рудных полей, расположенных северо-восточнее. Для этих залежей рудовмещающими являются породы нижней, неоднородной по строению части разреза доломитовой толщи, которая вблизи основного водоупорного горизонта – поверхности кристаллического фундамента – была наиболее интенсивно проработана палеокарстовыми процессами с образованием послойных полостей с остаточными карстовыми отложениями – продуктами разрушения доломитов (брекчии, конгломераты, доломитовая сыпучка), а также глинистыми масса-ми.

Нижний рудоносный уровень расположен непосредственно над поверхностью фундамента и вмещает 25 залежей (Ороченская, Огородная и др.) – 15 % от их общего числа [4]. Выше по разрезу, на уровне 30–65 м от фундамента, в горизонтах оолитовых известняков, доломитовых брекчий и конгломератов с кремнистыми желваками и линзами сосредоточено 59 залежей (38 % от всех известных), среди которых такие крупные и промышленно ценные, как Чёрная, Сидеритовая, Магистральная, Матвеевская и др., в том числе многоярусные, соединённые вертикальными перемычками. Часть залежей (Геофизическая, Майская, Охристая, Случайная) тяготеет к промежуточному рудоносному горизонту (см. рис. 4). На Ороченском увале эрозийный срез обеспечил обнажённость основной рудовмещающей части разреза доломитовой толщи и доступность для рентабельной отработки крупных залежей, многие из которых выходили на поверхность.

Для залежей этой группы наиболее характерна лентовидная форма, определяющаяся значительной длиной (до 1 км) при небольшой ширине (от 3–4 до первых десятков метров) и мощности до 3–5 м (рис. 5, а). При малом поперечном сечении их форма приближается к трубообразной. Весьма характерны резкие границы рудных тел с вмещающими слабо изменёнными доломитами, чёткие прямолинейные ограничения и тупые, почти вер-

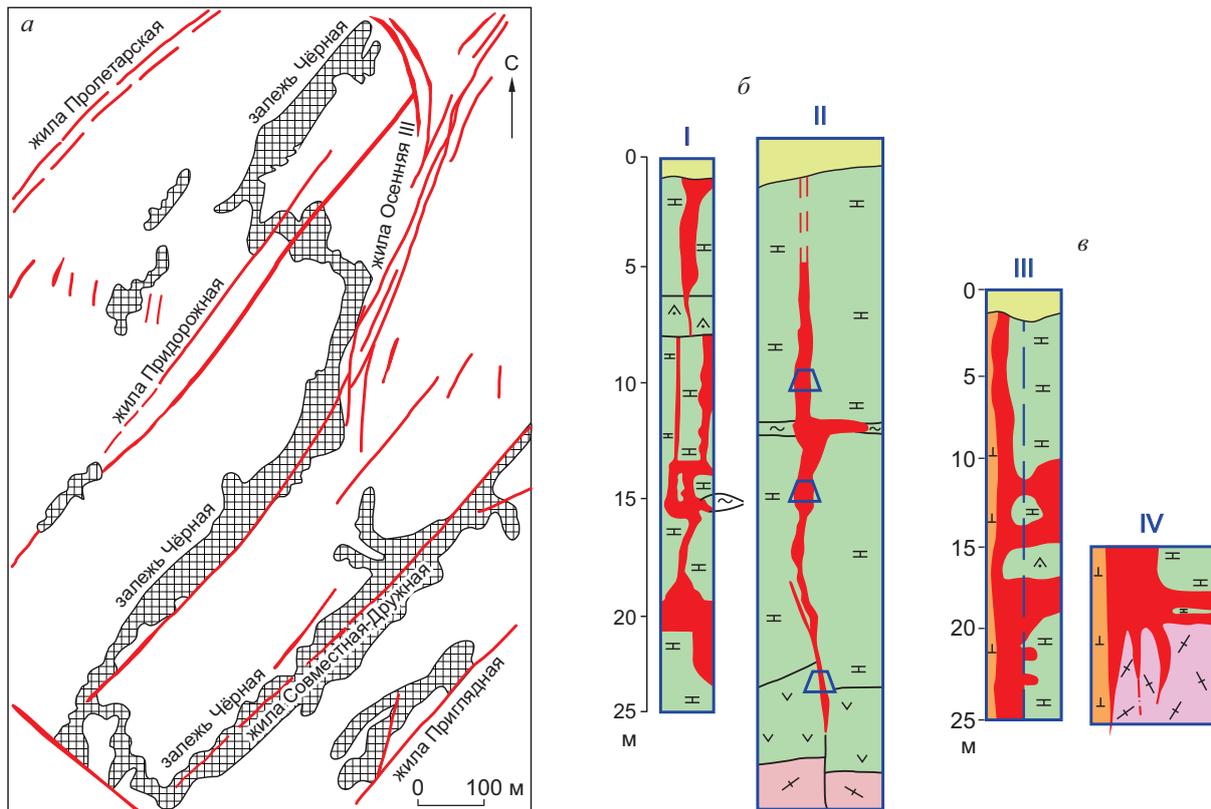


Рис. 5. ФОРМА ЗОЛОТОРУДНЫХ ТЕЛ В СТРУКТУРАХ ПАЛЕОКАРСТОВОЙ СИСТЕМЫ: а – ЗАЛЕЖЕЙ НИЖНИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ УРОВНЕЙ В ПЛАНЕ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ЖИЛАМИ; ЖИЛ В РУДОВМЕЩАЮЩЕМ РАЗРЕЗЕ (б), НА КОНТАКТЕ С ПОРОДАМИ ФУНДАМЕНТА (а):

I – жила Пролетарская, по [24]; II – жила им. XV-летия Якутии в доломитах с пластовыми телами ороченского комплекса и горизонтами карстовых глин; III – жила Пролетарская I (шурф № 2) вдоль дайки сиенит-порфиоров (II и III, по С. М. Нейзлеру, 1954 г.); IV – жила им. М. Горького (забой штока № 1 из штольни 22 на отметке 150,4 м, по С. Н. Николаеву, 1991 г.); остальные усл. обозн. см. на рис. 1, 3

тикальные боковые выклинки, определяющиеся формой карстовых пустот. Характерной особенностью их приконтактных зон являются оторочки из остаточных бурых и чёрных карстовых глин мощностью до 1,0 м и более, а также значительные скопления глинистых масс на выклинках. Остаточные карстовые отложения (глины, доломитовые конгломераты, пески) присутствуют во всех залежах, в которых, по Н. В. Петровской и А. И. Казаринову, механизм рудоотложения, наряду с метасоматическим замещением, включал вытеснение рыхлого материала, заполнявшего трещины и пустоты [24]. Тесная связь этих глин с залежами настолько распространена, что используется в качестве поискового признака. Все перечисленные особенности указывают на локализацию залежей нижних уровней в палеокарстовых полостях, образованных на кон-

тактах водоупорных и обводнённых горизонтов доломитовой толщи.

В строении залежей этого типа участвуют массивные, полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные руды пирит-карбонатного, реже пирит-кварцевого составов, образованные ранними минеральными ассоциациями [24, 30]. Количество сульфидов, среди которых преобладает пирит, изменяется от 5 до 80–100 %. Некоторые из залежей (Ороченская и др.) отличаются высоким содержанием Cu (до 9,6 %), Pb и As (до 0,8 %). Ряд исследователей [24 и др.] отмечают присутствие в них киновари, что свидетельствует о невысоких температурах рудоотложения, по крайней мере на поздних этапах. Золотоносность руд определяется количеством раннего золотоносного пирита и возрастает при развитии в них более богатой кварц-полисульфид-

ной ассоциации. Особенности внутреннего строения залежей не противоречат представлениям об их образовании в карстовых пустотах. Об этом говорит отсутствие постепенных переходов к вмещающим породам – отражение ограниченной роли метасоматических процессов, широкое распространение в рудах полосчатых текстур, образованных при осаждении рудного вещества в водной среде в открытых полостях, а также присутствие реликтов таких полостей, выполненных гребенчатым кварцем. Залежи сложены в основном окисленными гётит-гидрогётитовыми рудами и глинами, что обусловлено их размещением в структурах не только древней, но и современной сильно обводнённой карстовой системы.

Вместе с залежами обеих групп в доломитовой толще локализованы крутопадающие *жильные золоторудные тела*, являвшиеся объектами первоочередной отработки. В общей сложности жил примерно втрое больше, чем залежей. Часть из них сопровождается дайками. По данным С. Н. Николаева (1991 г.), протяжённость большинства жил не превышает 100 м, в два раза меньше жил длиной 100–500 м и ещё меньше – > 1000 м (жила им. М. Горького – 2,4 км), а мощность чаще всего составляет 0,4–0,6 м.

По простиранию жилы обычно представлены единым телом изменчивой мощности, а по падению их форма в значительной мере определяется особенностями разреза доломитовой толщи (см. рис. 5, б). Жилы, локализованные в неоднородном разрезе, осложнены раздувами и апофизами, приуроченными к горизонтам, наиболее благоприятным для карстования: кровле или подошве лавовых потоков, прослоям глинистых, брекчиевидных, кремнистых пород и оолитовых известняков, контакту доломитов с породами фундамента. При пересечении пластовых магматических тел они резко уменьшаются в мощности до тонких прожилков и проводников. По падению жилы, как и залежи, ограничены поверхностью фундамента, ниже которой резко утончаются или разветвляются на тонкие короткие прожилки, а содержание золота в них снижается до непромышленного (см. рис. 5, в).

Данные С. М. Нейзлера (1954 г.), обобщившего материалы о строении и составе известных рудных тел, свидетельствуют о преимущественном распространении в жилах кварц-пиритового и кварц-полисульфидного типов руд. Первый наиболее развит в Колтыкон-Самодумовском рудном поле, где известно 50 таких жил (Первомайская, Подгалеч-

ные и др.). Кварц-полисульфидный тип, образованный наиболее поздней ассоциацией рисовидного кварца, разнообразных сульфидов, золотоносного пирита второй генерации, а также самородных серебра и висмута, играет существенную роль в составе многих рудных жил и для некоторых из них (Пролетарская, Сульфидная, им. XV-летия Якутии) является единственным. Такие руды отличаются повышенным содержанием не только Au, но и Ag (до 50 г/т Au и 400 г/т Ag в жиле Июньская), Cu, Pb и Zn. Особенно много богатых жил в обрамлении гольцов Спирина и Лебединого, где они нередко сопровождаются дайками сиенит-порфиоров с содержанием золота до 30 г/т и пространственно тесно связаны с богатыми залежами верхних уровней.

С. Н. Николаев (1991 г.) отмечает крайне неравномерное распределение золота в жилах, причём обогащённые участки с видимым золотом и самородками присутствуют как в их крутопадающих элементах, так и в раздувах и апофизах по напластованию. В жиле Шестоватая, сопровождающей залежь Ореховую вблизи гольца Спирина, содержание золота меняется от следов до 186,4 г/т. Установленный по многим отработанным рудным телам рост содержания золота по падению рудных жил и в прилегающих к ним на нижних горизонтах частях залежей рассматривается как результат его гравитационного осаждения под воздействием гипергенных процессов, формирующих пояса вторичного золотого обогащения [22].

Контакты рудных жил сопровождаются зонами трещиноватости и разрушения доломитов шириной до 2 м и оторочками глинистого вещества. Так, в жиле Шестоватой карстовые глины занимают > 50 % объёма. Контроль рудных жил крутопадающими разрывными нарушениями не вызывает сомнения. Вместе с тем присутствие глинистых масс свидетельствует о проявлении по этим зонам не только современных, но и древних карстовых процессов, сыгравших значимую роль в локализации горизонтальных раздувов и апофиз жил в карстовых пустотах на уровнях благоприятных горизонтов.

Одними и теми же крутопадающими разрывными нарушениями для жил и залежей установлен общий структурный контроль; нередко те и другие соединены между собой (см. рис. 2). Определяющее значение вертикальных нарушений для локализации как рудных жил, так и залежей впервые было отмечено А. И. Фасталовичем и Н. В. Петровской [30]. Ведущую роль играет система нарушений северо-

восточного простирания (20–40°), которой подчинено большинство лентообразных залежей нижних уровней и 60 % рудных жил (см. рис. 1). С нарушениями северо-западного направления (310–320°) сопряжена наиболее крупная жила им. М. Горького, с близмеридиональными – несколько небольших жил. Рудоконтролирующие нарушения в доломитовой толще фиксируются, как правило, интенсивным проявлением карстовых процессов (как современных, так и более древних), что всегда использовалось при поисках золотого оруденения лебединского типа.

Залежи нижних уровней рудолокализации и сопряжённые с ними жилы в отличие от рудных тел верхних рудоносных уровней не обнаруживают пространственной связи с телами магматитов продуктивной формации; их распределение в пространстве регулируется элементами строения палеокарстовой системы. Общий структурный контроль залежей и жил одними и теми же крутопадающими разрывными нарушениями и зонами трещиноватости обеспечивал перемещение гидротермальных растворов по всей мощности карстовой системы и сообщение между отдельными горизонтальными уровнями, а поверхность кристаллического фундамента, являющаяся основным водоупором, ограничивала распространение промышленного оруденения на глубину. Таким образом, в качестве рудоконтролирующих структур для залежей нижних уровней и значительной части жил выступают взаимосвязанные стратифицированные и секущие элементы строения единой палеосистемы холодного карста, сформированной в доломитовой толще венда до образования массивов рудоносной монцонит-сиенитовой формации в J_3-K_1 .

Массивы монцонит-сиенитовой формации, вмещающие золото-порфиновые и золото-скарновые месторождения, выступают в качестве источников рудоносных магматогенных флюидов, а их апофизы по напластованию доломитов – флюидопроводников, обеспечивающих поступление рудоносных растворов в область рудоотложения. Значительная часть путей транспортировки рудоносных растворов от их источников до участков рудоотложения на нижних уровнях уничтожена эрозионными процессами в ходе длительного развития территории в режиме поднятия. Тем не менее отдельные «связки» между ними опознаются в современной структуре рудного узла. В качестве флюидопроводников могут также выступать крутопадающие сквозные

разрывные нарушения, прорывающие не только рудовмещающую толщу, но и породы фундамента, как, например, рудная зона Случайная на западном фланге Ороченского увала (см. рис. 1), выявленная и оконтуренная сотрудниками ЦНИГРИ в 2015–2016 гг. Подобная роль предполагалась Н. В. Петровской и А. И. Казариновым для жилы им. М. Горького, которая вместе с дайкой эруптивных брекчий под прямым углом примыкает к выклинкам крупных залежей Сульфидная и Матвеевская [24].

Ниже современной эрозионной поверхности в качестве структурных флюидопроводников для залежей и жил нижних уровней выступают элементы палеокарстовой системы. Рудоносные магматические тела, расположенные внутри и на флангах этой системы, использовали для продвижения флюидных потоков (гидротермальных растворов) полости древнего холодного карста: сначала крутопадающие, а затем и горизонтальные с образованием в них жил и залежей нижних уровней соответственно. Положение рудоносных магматических тел гипсометрически выше области разгрузки связанных с ними гидротермальных растворов обусловило движение последних сверху вниз до основного водоупора – слабо трещиноватых пород кристаллического фундамента, ограничивающего снизу рудовмещающую карстовую систему. В её внутренней зоне горизонты наиболее интенсивного проявления карстовых процессов в сочетании с частными водоупорами (вендскими лавовыми телами и др.) определили положение нескольких уровней рудолокализации. Распространение в залежах нижних уровней наиболее раннего пирит-карбонатного типа руд, а в сопряжённых с ними жилах – кварц-пиритового (реже кварц-полисульфидного) не противоречит представлениям о нисходящем движении рудоносных растворов с латеральным смещением областей разгрузки, при котором вначале заполнились крупные горизонтальные палеокарстовые полости на нижних уровнях рудолокализации, а затем – сопряжённые с ними верхние крутопадающие, развившиеся по зонам разломов.

В качестве рудоконтролирующих структур для залежей верхних уровней и сопряжённых с ними жил выступают благоприятные горизонты доломитовой толщи, примыкающие к приканальным частям рудоносных массивов и их пластообразным апофизам (проявления Зверева, Вуз, «рудный пояс» Спирина), и крутопадающие разрывные наруше-

ния (см. рис. 2). Вместе с доломитовым составом рудовмещающей толщи для этих рудных тел важным фактором рудолокализации выступает явление гидротермокарста, суть которого – образование и последующее заполнение полостей в карбонатных породах под воздействием гидротермальных растворов и их паров [11]. Смещение области разгрузки флюидных потоков с нижних литолого-стратиграфических уровней на верхние, вероятно, связано с закупориванием прежних структурных флюидопроводников в ходе образования залежей нижних уровней, сложенных наиболее ранними рудами, и сопровождающих их жил.

Таким образом, золоторудные месторождения разных рудно-формационных типов Лебединского рудного узла входят в единую рудно-магматическую систему и закономерно размещены в её структуре. В выступах и относительно поднятых блоках фундамента во внутренних зонах экструзивно-субвулканических массивов рудоносной формации локализованы месторождения золото-порфиорового типа (Морозкинское), а на уровне магмоподводящих каналов – золото-скарнового и жильно-штокверкового (Зверева, Вуз). На периферии рудоносных массивов, в тесной связи с их апофизами, на верхних литолого-стратиграфических уровнях доломитовой толщи развиты наиболее богатые кварцполисульфидные жилы и залежи, а на удалении от массивов, в осевой части вендского палеопргиба, – золото-пирит-карбонатные и золото-пиритовые залежи на нижних литолого-стратиграфических уровнях и сопряжённые с ними жилы в горизонтальных и вертикальных палеокарстовых структурах.

Роль холодного карста и гидротермокарста как важных факторов рудолокализации рассматривалась ранее в работах Э. И. Кутырева, Ю. С. Ляхницкого [16, 18, 19], Ю. В. Дублянского [11], А. Г. Жабина и других исследователей. Участие этих процессов в рудонакоплении позволяет расшифровать необычные особенности некоторых месторождений в карбонатных толщах, необъяснимые с позиции традиционных представлений о структурах рудных полей [16]. Рудовмещающие структуры холодного палеокарста и гидротермокарста широко развиты на свинцово-цинковых месторождениях. По представлениям Р. А. Цыкина [31], гидротермокарст мезозойского возраста проявлен на серебро-свинцово-цинковых месторождениях Нерчинского района, локализованных в известняках. Ю. С. Ляхниц-

кий относит к гидротермокарстовым многие стратиформные свинцово-цинковые месторождения Башкирского мегантиклинория, в том числе наиболее значительное Кужинское, а для проявлений Беркутовское и Ивановское обосновывает локализацию в полостях экзогенного палеокарста. Этот исследователь считает гидротермокарст одним из ведущих рудоконтролирующих факторов на свинцово-цинковых месторождениях Силезско-Краковского района Польши [18, 19].

Рудовмещающие палеокарстовые структуры хорошо изучены в рудных районах США [26]. В рудном районе Центральный Тинтик, как и в Лебединском рудном узле, рудовмещающая известняково-доломитовая толща (PZ_{1-2}) выполняет прогиб с докембрийскими метаморфитами в основании. Основные запасы полиметаллических руд сконцентрированы в залежах пластовой, трубообразной и неправильной форм (с глинистыми оторочками и доломитовым песком), локализованных в палеокарстовых пустотах на нескольких уровнях разреза, остальные – в жилах, секущих штоки рудоносных монзонит-порфиоров (P_2) и образующих с залежами единые рудные зоны. Латеральная рудная зональность выражена обогащением жил и залежей вблизи рудоносного интрузива Силвер-Сити Cu и Au , в промежуточной зоне – Ag и Pb , а на удалённом северном фланге – Pb и Zn . Рудный район Гилмен приурочен к палеозойской впадине между двумя выступами докембрийского фундамента, к зоне влияния разломов Хомстейк, контролирующих рудоносный магматизм ларамийского (K_2-P_1) возраста. Впадина выполнена доломитами (C_2), в основании – кварцитами (E_3). Основным рудоконтролирующим уровнем является закарстованная палеоповерхность толщи доломитов, к которой приурочены плащеобразные (свинцово)-цинковые залежи и сменяющие их по падению трубообразные тела медно-серебряных руд. В качестве рудовмещающих структур выступают карстовые воронки с известковой глиной, доломитовым песком и брекчиями обрушения, а также каналные полости. Латеральная рудная зональность отражает движение растворов сверху вниз (под углом $5-15^\circ$) – от залежей, сложенных ранними свинцово-цинковыми рудами, к выклинивающимся под тупым углом по падению золото-медным трубам, содержащим поздние минеральные ассоциации.

Палеогидрогеологические факторы определяют размещение мезозойского эпитептермального ору-

денения в Алтае-Саянской складчатой области [2]. Проявления баритовой, ртутной, никель-кобальто-арсенидной и серебро-сульфосольной минерализаций, отличающихся полигенными источниками рудного вещества (эндогенными для одних металлов и коровыми, с участием изотопно-легких вадозных вод, для других), оконтуривают границы палеоартезианских бассейнов хлоридных вод, пространственно совпадая с участками их разгрузки вдоль ограничивающих и секущих разломов, которые одновременно являлись местами смешивания этих вод с флюидами глубинного происхождения.

Анализ золоторудных месторождений в карбонатных толщах проведён Г. П. Воларовичем [5], который считает возможным отнести к лебединскому типу Ольховское и Егорьевское месторождения в Алтае-Саянской области, Улаханское на юге Якутии, а также ряд рудных тел района Крипл-Крик на Западе США и рудное поле Пилгрим-Рест в Южной Африке. Э. И. Кутырев рассматривает стратифицированно-гидротермокарстовую модель как наиболее вероятную для крупнейшего золоторудного месторождения Карлин в США.

Рудоконтролирующая роль палеокарстовых структур просматривается и на золото-сульфидно-кварцевом месторождении Тас-Юрях на юге Сетте-Дабана [25], где рудные тела лентовидной формы локализованы в песчаных (дезинтегрированных) доломитах усть-юдомской свиты венда и обломочных джаспероидах, трассирующих преимущественно крутопадающие (реже пологие) разрывные нарушения. В составе сульфидно-кварцевых рудных тел постоянно присутствует большое количество песчано-глинисто-щебенистого материала, свойственного карстовым полостям. В Центральном-Алданском рудном районе карстовые полости как рудовмещающие структуры на палеоповерхности кембрийской карбонатной толщи развиты на месторождениях Куранахского золоторудного узла, что принимается всеми исследователями. Вместе с тем происхождение этих месторождений (особенно источников рудного вещества) остаётся предметом дискуссий.

Кет-Капская вулканоплутоническая зона, сформированная в юре – раннем мелу на юго-восточном фланге Сибирской платформы среди рифейско-кембрийских терригенно-карбонатных пород Учуро-Майской впадины, как и Лебединский рудный узел, отличается присутствием различных морфологических типов мелких месторождений и про-

явлений золота, близких по составу [7], локализованных в карбонатных породах рифея – венда и массивах рудоносного Кет-Капского монцодиоритового комплекса. Золотое оруденение представлено несколькими рудно-формационными типами: золото-сульфидно-скарновым в пластообразных залежах в экзоконтактах штоков и силлов субщелочных и щелочных пород (месторождение Рябиновое и др.); золото-кварцевым жильно-штокверковым в массиве кварцевых диоритов и терригенно-карбонатных породах рамы (мелкие месторождения Крутое и Усмун); золото-сульфидным стратиформных залежей в кварц-гидрослюдистых метасоматитах на нескольких уровнях разреза терригенных и карбонатных пород рифея – венда в ареалах развития магматитов рудоносной формации (месторождения Шумный, Дарья, Левобережное и др.); золото-карбонат-силицитовым (джаспероидным) в виде согласных с вмещающими породами залежей на двух золотоносных горизонтах доломитов юдомской серии венда, прослеживающихся по всей площади распространения этих пород. На месторождении Комсомольская залежь – согласное с напластованием рудное тело с чёткими ограничениями, сложенное рыхлыми окисленными рудами и глинами со средним содержанием золота 8,4 г/т, – локализовано в карстовой полости.

Близкими аналогами месторождений Лебединского рудного узла являются мелкие месторождения Ольховско-Чибижекского узла в северо-западной части Восточного Саяна, в первую очередь Ольховское и Константиновское [27]. Рудовмещающая толща нижнекембрийских доломитов служит рамой для рудоносных штоков диоритов-кварцевых диоритов. Штоки содержат прожилково-вкрапленную золото-сульфидно-кварцевую минерализацию и простые жилы такого же состава, которые при переходе в доломитовую толщу сменяются жильобразными телами с раздувами (камерными жилами) и трубообразными залежами в глинистой оторочке, контролирующимися контактами древних даек, разрывными нарушениями, согласными и секущими элементами строения разреза доломитов. С учётом слабо проявленных изменений доломитов, происхождение рудовмещающих структур для этих рудных тел, по-видимому, в значительной степени связано с проявлением гидротермокарста в экзоконтактной зоне рудоносного интрузива.

Предлагаемая концепция, в соответствии с которой структура Лебединского рудного узла вклю-

чает в качестве рудоконтролирующих и рудовмещающих структур стратифицированные и секущие элементы палеокарстовой системы, позволяет на новой основе реконструировать обстановку рудонакопления и уточнить прогнозную-поисковую модель золоторудных месторождений лебединского

типа [12], на основе которой возможны новые подходы к их прогнозированию и поискам, необходимые для выявления подобных объектов (в том числе в скрытом залегании) в Алданском и других регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Основы палеогеогеологии рудных месторождений / Е. А. Басков. – Л. [СПб.] : Недра, 1983. – 263 с.
2. Борисенко А. С. Палеогеогеологический контроль размещения эпitherмального оруденения Алтае-Саянской складчатой области / А. С. Борисенко // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования : труды ИГИГ СО АН СССР. – 1990. – Вып. 749. – С. 74–85.
3. Ветлужских В. Г. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В. Г. Ветлужских, В. И. Казанский, А. Я. Кочетков, В. М. Яновский // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 6. – С. 467–499.
4. Ветлужских В. Г. Лебединое рудное поле / В. Г. Ветлужских, В. А. Абрамов, А. Я. Кочетков [и др.] // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. – М. : ЦНИГРИ, 1988. – Т. 4. – С. 67–81.
5. Воларович Г. П. Месторождения золота России в карбонатных породах / Г. П. Воларович // Руды и металлы. – 1996. – № 2. – С. 76–85.
6. Гаскаров В. Ф. Морфологические типы золоторудных тел и факторы, определяющие их размещение, в месторождениях Центрального Алдана / В. Ф. Гаскаров ; Главное управление золото-платиновой промышленности «Главзолото» // Сборник материалов по геологии золота и платины. – М., 1956. – С. 16–75.
7. Горошко М. В. Золотоносность вулканоплутонических зон юго-востока Сибирской платформы и физико-химические условия образования месторождений / М. В. Горошко, В. А. Гурьянов, Н. В. Бердников // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 6. – С. 3–22.
8. Давыдов Ю. В. Влияние литогенеза на формирование стратиформного оруденения цветных металлов: на примере свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии : специальность 04.00.21 «Литология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук // Давыдов Юрий Владимирович. – Новосибирск, 1999. – 25 с.
9. Дик И. П. Золотые россыпи-гиганты Алдана / И. П. Дик // Отечественная геология. – 1998. – № 3. – С. 47–49.
10. Добровольская М. Г. Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования / М. Г. Добровольская, М. В. Разин, В. Ю. Прокофьев // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58, № 4. – С. 346–366.
11. Дублянский Ю. В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста / Ю. В. Дублянский. – Новосибирск : Наука, СО, 1990. – 151 с.
12. Звездов В. С. Прогнозно-поисковые модели золоторудных полей Лебединского рудного узла (Республика Саха (Якутия)) / В. С. Звездов, О. В. Минина, Л. А. Остапенко [и др.] // Тезисы докладов научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов – состояние и перспективы». – М. : ЦНИГРИ, 2016. – С. 82–83.
13. Кочетков А. Я. Литолого-геохимические особенности вмещающих пород золоторудных месторождений Центрального Алдана / А. Я. Кочетков, В. И. Левин, А. Н. Угрюмов // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. – Якутск : АН СССР, СО, ЯФ, 1981. – С. 103–123.
14. Кочетков А. Я. Мезозойский магматизм золоторудных узлов Центрального Алдана / А. Я. Кочетков, Е. П. Максимов, В. Н. Пахомов // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. – Якутск : АН СССР, СО, ЯФ, 1981. – С. 22–35.
15. Кукушкин К. А. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) / К. А. Кукушкин, А. В. Молчанов, А. В. Радьков // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 48–58.
16. Кутырев Э. И. Карстовые месторождения / Э. И. Кутырев, Б. М. Михайлов, Ю. С. Ляхницкий. – Л. [СПб.] : Недра, 1989. – 311 с.
17. Леонтьев В. И. Самолазовское золоторудное месторождение (Центрально-Алданский рудный район): геологическое строение и особенности оруденения глубоких горизонтов / В. И. Леонтьев, Я. Ю. Бушуев, К. А. Черниговцев // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 112–116.
18. Ляхницкий Ю. С. Гидротермокарстовое свинцово-цинковое оруденение Башкирского мегантиклинория / Ю. С. Ляхницкий // Проблемы стратиформных месторождений : труды Межрегиональной конфе-

- ренции по стратиформным месторождениям. – Чита, 1990. – С. 68–70.
19. Ляхницкий Ю. С. Рудоносность гидротермокарста / Ю. С. Ляхницкий // Вулканогенно-осадочное рудообразование : тезисы докладов конференции (Санкт-Петербург, 8–12 сентября, 1992). – СПб., 1992. – С. 32–35.
 20. Молчанов А. В. Золоторудные районы и узлы Алданостановой металлогенической провинции / А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 71. – С. 93–111.
 21. Молчанов А. В. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, магматизм и оруденение) / А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С. 99–110.
 22. Нестеров Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии / Н. В. Нестеров. – М. : Недра, 1973. – 172 с.
 23. Петров О. В. Морозкинское золоторудное месторождение (особенности геологического строения и краткая история открытия) / О. В. Петров, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 112–116.
 24. Петровская Н. В. Золоторудные месторождения Центрального Алдана (Лебединое, Самодумовское, Радостное) / Н. В. Петровская, А. И. Казаринов // Геология главнейших золоторудных месторождений СССР. – М. : Нигризолото, 1951 – Т. II. – 156 с.
 25. Родионов Ю. Н. Новый тип золотого оруденения в Сетте-Дабане / Ю. Н. Родионов // Руды и металлы. – 1995. – № 4. – С. 77–83.
 26. Рудные месторождения США : [в 2 томах] / под ред. Дж. Риджа, В. И. Смирнова // Науки о Земле. – М. : Мир, 1972. – Т. 1. – 660 с.
 27. Тимофеевский Д. А. Золоторудные месторождения Ольховско-Чибихекского рудного поля Восточного Саяна / Д. А. Тимофеевский, В. О. Конышев // Золоторудные месторождения СССР. В 3 томах. Т. 3. Геология золоторудных месторождений Западной и Восточной Сибири. – М. : ЦНИГРИ, 1986. – С. 103–123.
 28. Угрюмов А. Н. Первичная зональность одного из золоторудных месторождений Центрального Алдана / А. Н. Угрюмов, Ар. Н. Угрюмов, И. М. Манигулов // Геология, поиски и разведка рудных месторождений : межвузовский сборник. – Иркутск : Иркутский политехнич. ин-т, 1979. – С. 142–153.
 29. Фасталович А. И. Структура рудного поля месторождения Лебединое (Алдан) / А. И. Фасталович, Н. В. Петровская // Труды института НИГРИЗолото. – 1948. – Вып. 15. – С. 3–31.
 30. Фасталович А. И. Характер оруденения Лебединого золоторудного месторождения (Алдан) / А. И. Фасталович, Н. В. Петровская // Советская геология. – 1940. – № 2–3. – С. 54–65.
 31. Цыкин Р. А. Современный и древний карст Сибири / Р. А. Цыкин // Карст Дальнего Востока и Сибири. – Владивосток : АН СССР, ДВНЦ, 1980. – С. 66–91.

PALEOKARST ROLE IN LEBEDINSKY ORE CLUSTER GOLD OREBODIES LOCALIZATION, YAKUTIA

O. V. Minina

(Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow)

Based on long-term study data analysis of Lebedinsky ore cluster gold deposits, Central Aldan, as well as modern prospecting materials, the author's ideas of this structure paleokarst significance, which determined Late Jurassic to Early Cretaceous Lebedinsky-type ore accumulation environment in Vendian dolomite strata, are validated. Position of extrusive subvolcanic massifs of ore-bearing monzonite-syenite formation containing gold porphyry and gold skarn ores is hypsometrically higher than the main discharge area of associated hydrothermal solutions, which caused the latter to move downward to the main aquiclude, a crystalline basement limiting the ore-controlling karst system at depth. Crosscutting and stratified elements of cold karst paleosystem host ore veins and related deposits of the lower ore localization levels. Horizons of the most intense karst processes in ore-hosting dolomite strata at contacts with aquicludes determined their position at several ore-controlling levels. Localization conditions of the upper level deposits are determined by their formation close to ore-bearing unit massifs involving hydrothermocarst processes. The concept suggesting that Lebedinsky ore cluster structure includes paleokarst system elements as ore-controlling and ore-hosting structures allows to develop new approaches to forecasting and prospecting for such deposits.

Key words: gold porphyry, gold skarn, gold-quartz-carbonate-sulfide dolomite-hosted deposits, ore-hosting structures, ore-bearing levels, paleokarst.



5 декабря 2019 г. исполнилось 70 лет **Светлане Степановне Двуреченской** – ведущему специалисту ЦНИГРИ в области петрографии и рудной минералогии.

После окончания в 1972 г. МГРИ С. С. Двуреченская работала геологом в Приленской экспедиции, где занималась поисками и разведкой урановых месторождений. С 1979 г. трудовая деятельность Светланы Степановны связана с ЦНИГРИ. Её основные научные интересы посвящены изучению вещественного состава руд цветных и благородных металлов. Под руководством С. С. Двуреченской проведено минералого-технологическое картирование ряда золото-серебряных объектов на Северо-Востоке России, разработана оригинальная методика оконтуривания окисленных руд и выявлены причины зависимости их технологических

свойств от минерального состава. Итогом работы послужила блестящая защита в 1987 г. кандидатской диссертации «Минералогия зоны гипергенеза одного из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР».

В последние годы С. С. Двуреченская проводит большой объём минералого-петрографических исследований пород, руд и метасоматитов на многочисленных золоторудных объектах нашей страны, в ходе которых уточняются минеральный состав золотоносных образований и последовательность рудоотложения, определяются продуктивные минеральные ассоциации и формы нахождения полезных компонентов руд. Результаты этих работ используются при разработке рациональных технологических схем обогащения золотосодержащих руд, а также для расшифровки зональности околорудных метасоматических и минералогических ореолов при поисках. Полученные данные позволяют обосновать геолого-генетический и рудно-формационный типы оруденения и скорректировать геолого-поисковые модели.

Заслуги С. С. Двуреченской в развитии отрасли отмечены правительственными грамотами. В 2013 г. она награждена почётным знаком «Отличник разведки недр».

Будучи специалистом высокой квалификации, Светлана Степановна значительную часть времени уделяет консультациям и помощи в работе молодым специалистам института.

С. С. Двуреченская – автор десятков научно-исследовательских отчётов и 75 научных публикаций, в числе которых девять статей в журналах «Mineralium Deposita» и «Ore Geology Reviews» (2017–2019), а также монографии «Гипергенные минералы серебряных месторождений» (2001). Эта книга – результат многолетних целенаправленных исследований – внесла весомый вклад в теорию гипергенеза рудных месторождений и служит настольным пособием для минералогов, изучающих окисленные руды.

Поздравляем Светлану Степановну Двуреченскую с юбилеем, желаем ей крепкого здоровья, семейного благополучия и новых успехов в научной деятельности.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



1 января 2020 г. исполнилось 80 лет старшему научному сотруднику отдела благородных металлов ЦНИГРИ, кандидату геолого-минералогических наук, одному из ведущих специалистов в области прикладной металлогении, прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов **Ольге Васильевне Мининой**.

О. В. Минина работает в институте с 1968 г. Занималась исследованием колчеданных месторождений Южного и Среднего Урала (Октябрьское, Юбилейное, Подольское, Ново-Семёновское, им. III Интернационала, Красногвардейское и др.). В 1977 г. защитила диссертацию на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук.

С 1978 г. О. В. Минина участвовала в комплексном изучении медно-порфировых месторождений Урала (Салаватское, Михеевское), Кавказа (Техут), Средней Азии (Калмакыр, Дальнее, Северо-Западный Балыкты, Кызата, Нижнекаульдинское). С 2007 г. она – ответственный исполнитель госконтрактных работ по созданию

современных мелко-среднемасштабных основ прогноза медно-порфировых и сопряжённых золото-серебряных месторождений на территории РФ и, в первую очередь, на Северо-Востоке страны. В соавторстве ею составлена серия мелко- и среднемасштабных прогнозных карт Уральского и Дальневосточного ФО, входящих в состав последнего субъектов – Магаданской и Амурской областей, Хабаровского и Камчатского краёв и др. на медно-порфировые руды, а также Лебединского рудно-россыпного узла на коренное золото. Перспективы выделенных по её рекомендациям площадей подтверждены геологоразведочными работами, завершившимися локализацией прогнозных ресурсов меди и золота категорий P_3 , P_2 и P_1 .

Основное направление деятельности О. В. Мининой – создание научно-методических основ прогнозирования месторождений цветных и благородных металлов, включая разработку геолого-поисковых моделей рудных районов, рудных полей и месторождений. Она – соавтор крупных монографий, посвящённых моделям медноколчеданных и медно-порфировых месторождений, а также серии методических руководств по прогнозу, поискам и оценке этих объектов.

О. В. Минина – вдумчивый, высококвалифицированный исследователь. Ею подготовлены более 170 печатных работ, в том числе доклады на научных конференциях. Она – соавтор десятков отчётов по госконтрактным и договорным темам.

За многолетнюю трудовую деятельность награждена знаком «300 лет горно-геологической службе России», знаками «Отличник разведки недр» и «Почётный разведчик недр». Является лауреатом премии Мингео СССР.

Поздравляем Ольгу Васильевну Минину с юбилеем, желаем здоровья, новых успехов на творческом пути.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ПАМЯТИ ВЕТЕРАНА ЦНИГРИ А. Д. ПЕТРОВСКОГО (к 90-летию со дня рождения)



(29.12.1929–25.08.2010)

29 декабря 2019 г. исполнилось бы 90 лет **Алексею Давидовичу Петровскому**, академику РАЕН, доктору геолого-минералогических и кандидату технических наук, геофизику, ветерану ЦНИГРИ, заведующему лабораторией волновых методов (1969–1989 гг.) и системной оптимизации геологоразведочных работ (1989–1993 гг.).

А. Д. Петровский в 1953 г. окончил Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе, затем аспирантуру, защитил диссертацию по разработке устройства и методики скважинного радиопросвечивания (СРП) на основе автономного передатчика. Эта разработка способствовала успешному применению СРП при геологоразведочных и геолого-поисковых работах на рудных месторождениях нашей страны и за рубежом и позволила по праву считать его одним из основоположников подземных радиоволновых методов (РВМ) и создателей основ теории, методики и интерпретации РВМ.

Алексей Давидович пришёл в ЦНИГРИ в 1957 г. и проработал в нём 45 лет, начав с должности младшего научного сотрудника. Со свойственной ему целеустремлённостью и энтузиазмом он занялся развитием теории и методики измерений,

усовершенствованием аппаратуры РВМ, собрав вокруг себя коллектив квалифицированных инженеров и техников – геофизиков, геологов, радиотехников. В 1969 г. был избран на должность заведующего лабораторией волновых методов, созданной в институте по его инициативе. К тому времени он имел целый ряд авторских свидетельств по методам и устройствам скважинной, шахтной, шахтно-скважинной и наземно-подземной радиогеоразведки (РГР), был автором важных научных работ по теории РГР, электродинамике и радиофизике (теорема взаимности, импедансные граничные условия Петровского-Фейнберга и др.).

Радиогеоразведка успешно использовалась на рудных месторождениях (золото-сульфидных, золото-кварцевых, медноколчеданных, медно-никелевых, полиметаллических, угольных и др.) в различных регионах СССР – от Карелии и Кольского полуострова до Алтая и Приморья, а также на месторождениях меди и полиметаллов на Кубе и угля в Китае. До середины 90-х годов по применению РГР ЦНИГРИ занимал лидирующую позицию как в нашей стране, так и за рубежом.

Изданная дважды монография Алексея Давидовича «Радиоволновые методы в подземной гео-



А. Д. Петровский (стоит). Карагаштыкан (Казахстан), 1956 г.



А. Ф. Постельников, А. Д. Петровский, В. Н. Мамаев с членами китайской делегации на подписании договора о сотрудничестве специалистов ЦНИГРИ с китайскими геофизиками

физике» (1971, 2001), защищённая им в 1978 г. как докторская диссертация, до сих пор является настольной книгой специалистов по РГР.

Важной вехой в научно-практической деятельности А. Д. Петровского стали начатые ЦНИГРИ в 1970-х годах исследования по применению межскважинного радиопросвечивания (РП-МС) при поисках и локализации погребённых кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции (Западная Якутия), инициатором и организатором которых он был. При его непосредственном руководстве и участии был разработан измерительно-методико-интерпретационный комплекс СРГР (ИМИК-СРГР), включающий РП-МС, односкважинный метод (ОС-РВМ), петрофизические исследования (измерения, обработку, анализ). Внедрение комплекса в практику поисковых работ в Западной Якутии (1985–1989 гг.) позволило позже обнаружить семь кимберлитовых трубок («Радиоволновая», «ЦНИГРИ» и др.).

По сути, комплекс представлял собой оптимизированную систему измерений и интерпретации, ориентированную на получение максимально достоверной информации в условиях существенной неполноты данных. Именно размышления над этим комплексом привели Алексея Давидовича к созданию лаборатории системной оптимизации геологоразведочных работ, которую он возглавил в 1989 г., и побудили его заняться теорией систем,

неформальной логикой, интуиционизмом и т. д. Будучи увлекающейся и творческой натурой, он разработал собственную теорию о базовых законах таких систем, как Общество, Природа и Мироздание в целом – «системонию».

А. Д. Петровский был членом президиума, заместителем председателя секции математики и математической физики, председателем секции системного анализа и прогноза РАЕН. Однако он не оставлял и практическую деятельность, заключив два договора с компанией АЛРОСА (2003 г., ЦНИГРИ) и (2006–2009 гг., ИФЗ РАН), по которым ей были переданы полное описание основ теории, методики измерений и интерпретации ИМИК-СРГР с пакетом программ и базой данных.

А. Д. Петровский – автор более 160 научных работ, в том числе трёх монографий и более 10 изобретений, обладатель трёх медалей ВДНХ, медалей им. В. В. Федынского, «За доблестный труд», знаков «Отличник разведки недр» и «Почётный разведчик недр».

Коллеги и друзья помнят Алексея Давидовича, как талантливого учёного и организатора, душевного, участливого и мудрого человека с чувством юмора, наделённого к тому же поэтическим даром.

*С. С. Кеворкянц
доктор физико-математических наук
ведущий научный сотрудник ИФЗ РАН*

СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» В 2019 г.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Егорова И. В., Лаптева А. М.

Прогноз добычи минерального сырья и обеспеченность мировой экономики его ресурсами. № 3. С. 4–11.

Тучина М. В., Ермакова Ю. В.

Обеспеченность запасами медьдобывающих предприятий Южного и Среднего Урала, состояние и перспективы развития их сырьевой базы. № 3. С. 12–21.

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Алимов Ш. П., Крикунова Л. М., Хафизов У. А., Мирхамдамов М. М.

Перспективы обнаружения промышленных концентраций редкоземельных элементов в нижнемеловых осадочных толщах гор Кульджуктау, Узбекистан. № 2. С. 18–22.

Куликов Д. А., Голенев В. Б.

Общие принципы локализации прогнозных ресурсов. № 1. С. 4–11.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Агашев А. М., Серов И. В., Орихаши Ю., Толстов А. В., Николенко Е. И., Похиленко Н. П.

U-Pb датирование цирконов из аллювия рек и вторичных коллекторов Якутской алмазоносной провинции. № 2. С. 23–29.

Афанасьев В. П., Угапьева С. С., Елисеев А. П., Громилов С. А., Павлушин А. Д.

Якутиты – импактные алмазы Попигайской астроблемы. № 2. С. 30–37.

Божко Н. А.

Алмазоносный магматизм в суперконтинентальных циклах. № 3. С. 22–27.

Голенев В. Б., Куликов Д. А.

Оконтуривание рудных интервалов при подсчёте запасов и прогнозных ресурсов. № 1. С. 12–25.

Голенев В. Б., Куликов Д. А.

Определение количества прогнозных ресурсов прямыми способами. № 2. С. 38–46.

Зималина В. Я., Хамроев И. О., Рахромова Н. Б.

Особенности геологического строения, достоверность разведки и подсчёта запасов золоторудного месторождения Чармитан. № 4. С. 4–10.

Куликов Д. А., Рогизный В. Ф., Черемисин А. А., Карпухина М. В.

Сопоставление вариантов оценочных работ с использованием поверхностных и подземных скважин колонкового бурения на примере рудопроявления серебра Хачакчан, республика Саха (Якутия). № 2. С. 47–54.

Некрасов Е. М.

Поиски и разведка золоторудных месторождений на основе структурных предпосылок. № 1. С. 26–36.

Симаков С. К., Стегницкий Ю. Б.

Петрологические критерии оценки потенциальной алмазоносности кимберлитов, выделенные на основе термооксибарометрии. № 4. С. 11–16.

Столяренко В. В., Минаков А. В., Чернов Е. Е., Остапенко Л. А., Минин А. Н., Рябошапка А. Г.

Использование шлихоминералогического метода на ранних стадиях ГРП для оперативной оценки наличия крупного золота (на примере Центрально-Алданского района). № 3. С. 28–43.

Хмельков А. М., Константинов К. М., Власова Э. А., Антонова Т. А.

О магнетите как минерале-индикаторе кимберлитов. № 3. С. 44–51.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ежков Ю. Б., Рахимов Р. Р., Рустамжонов Р. Р., Новикова И. В., Холиёров А. Т.

Особенности рудно-магматической системы и перспективы медно-олово-полиметаллического (с золотом) месторождения Ташкерган, Восточный Узбекистан. № 3. С. 52–60.

Иванов Д. В., Толстов А. В., Иванов В. В.

Структурно-тектонические критерии поисков кимберлитовых тел в Алакит-Мархинском поле. № 2. С. 55–60.

Инякин А. В.

Литолого-петрографические особенности вулканогенно-осадочных пород и колчеданно-полиметаллические руды Салаирско-Каменушинского рудного поля, Салаирский кряж. № 2. С. 61–72.

Конкин В. Д., Галямов А. Л., Донец А. И., Окулов А. В.

Стратиграфические уровни локализации золоторудных и свинцово-цинковых месторождений Енисейской и Ленской провинций. № 4. С. 17–33.

Копылов М. И., Петухова Л. Л.

Сергачинская золоторудная зона и перспективы выявления новых месторождений золота. № 1. С. 37–44.

Кузнецова С. В.

Минералогическая характеристика первых находок гидротермальных труб палеозойских «курильщиков» в российской части Рудного Алтая. № 1. С. 45–51.

Несис В. Н., Мотов А. П., Бутняков А. В.

Вертикальная геохимическая зональность окисленных руд золоторудных месторождений Анна и Шиловское, Центральный Урал. № 4.

Несис В. Н., Мотов А. П., Бутняков А. В.

Золотообогащённые колчеданные Саумское и Галкинское месторождения, Северный Урал. № 2. С. 73–83.

Прокофьев В. Ю., Волков А. В., Николаев Ю. Н., Калько И. А., Власов Е. А., Вольфсон А. А., Сидоров А. А. Условия формирования Au–Ag эпitherмальной минерализации Кайэнмываамского рудного поля, Центральная Чукотка. № 1. С. 52–57.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД**Лисковая Л. В., Старкова Т. С., Аминов А. В., Монхоров Р. В.**

Серпентин-карбонатная ассоциация основной массы кимберлитов Якутии. № 4. С. 46–52.

Округин В. М., Шишканова К. О., Философова Т. М.

Минералого-геохимические особенности руд месторождения Кумроч, Восточная Камчатка. № 2. С. 84–96.

Парада С. Г.

О литогенной природе золотоносной минерализации в докембрийских псефитах Ростовского выступа Украинского щита. № 4. С. 53–57.

Парада С. Г.

Опыт изучения золотоносных кварцевых жил и вмещающих пород методом термовакуумной декрепитации. № 1. С. 58–66.

Позднякова Н. Н., Ивасенко Р. Н., Роднов Ю. Н., Попов Ю. В.

Типоморфизм самородного золота рудопроявлений Берентальского рудного поля, Магаданская область. № 3. С. 61–70.

Хурэлчулуун И., Морозов В. В., Николаева Т. С., Круглов В. Н.

Применение визиометрического анализа гранулометрического состава руды для автоматизированного управления процессом дробления. № 1. С. 67–73.

Юричев А. Н.

Акцессорные сульфиды и арсениды из хромититов Эргакского ультрамафитового массива, Западный Саян. № 3. С. 71–79.

ДИСКУССИИ**Минина О. В.**

Роль палеокарста в локализации золоторудных тел Лебединского рудного узла, Якутия. № 4. С. 58–74.

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Итоги IX Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». № 2. С. 8–17.

«Легенда геологической отрасли». Е. А. Козловскому – 90 лет. № 2. С. 4–7.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

М. М. Гирфанова (№ 1), С. С. Двуреченскую (№ 4), О. М. Конкину (№ 3), В. В. Кузнецова (№ 2), О. В. Минину (№ 4), К. М. Минькина (№ 2)

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

Памяти ветерана ЦНИГРИ А. Д. Петровского (к 90-летию со дня рождения). № 4.

ПАМЯТИ

В. И. Ваганова. № 3. С. 82.

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2018 г. № 1. С. 75–76.

МСБ алмазов, благородных и цветных металлов **ОТ ПРОГНОЗА К ДОБЫЧЕ**

К участию приглашаются студенты, аспиранты, молодые учёные и специалисты в возрасте до 35 лет, а также доктора наук до 40 лет

В рамках научных направлений конференции планируется проведение кратких лекционных курсов и семинаров ведущими специалистами

Предусматривается выдача сертификатов участникам

Сборник тезисов конференции будет включен в базу данных РИНЦ. Избранные доклады будут опубликованы в журналах «Отечественная геология» и «Руды и металлы»

НАПРАВЛЕНИЯ КОНФЕРЕНЦИИ



Металлогения, минерагения и рудогенез



Прогноз, поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых



Разработка прогнозно-поисковых и геолого-генетических моделей месторождений твёрдых полезных ископаемых



Методы изучения вещественного состава пород и руд



Физико-химические условия минералообразования



Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых и участков недр



Использование геоинформационных технологий и пространственных данных в геологической отрасли



Современные технологии добычи и переработки минерального сырья



2 сентября 2019 г.

начало регистрации и приёма тезисов на сайте www.tsnigri.ru

2 декабря 2019 г.

окончание приема тезисов

23 декабря 2019 г.

окончание рассмотрения тезисов

15 января 2020 г.

окончание регистрации



email: tsnigri@tsnigri.ru
www.tsnigri.ru



8(495)313-18-18



г. Москва, Варшавское шоссе,
д. 129 к. 1

Х МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ



НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

14–17
АПРЕЛЯ
2020

МОСКВА  ЦНИГРИ

ЦЕЛЬ КОНФЕРЕНЦИИ

- Развитие научно-методических основ прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ)
- Определение направлений работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы АБЦМ

ТЕМАТИКА КОНФЕРЕНЦИИ

- Минерагения АБЦМ
- Приоритетные направления прогнозных и поисковых работ на АБЦМ
- Актуальные вопросы лицензирования недр
- Перспективные объекты для постановки геологоразведочных работ на АБЦМ различных стадий
- Опыт проведения и результаты геологоразведочных работ на объектах АБЦМ разной степени изученности, в том числе на участках, подлежащих лицензированию по «заявительному принципу»
- Научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков и оценки месторождений АБЦМ
- Использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки АБЦМ
- Разработка и реализация инновационных методов, методик и технологий ГРП на АБЦМ

ФГБУ «ЦНИГРИ» приглашает представителей территориальных органов Роснедр, геологоразведочных предприятий, компаний недропользователей, научно-исследовательских отраслевых, академических институтов и вузов принять участие в X Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов»

Официальные языки конференции — русский и английский

По итогам конференции планируется публикация ключевых докладов в журналах «Руды и металлы» и «Отечественная геология»

ПРОГРАММА КОНФЕРЕНЦИИ

- Пленарное заседание
- Устные доклады
- Стендовые доклады
- Геологические экскурсии на золоторудные или полиметаллические месторождения России (участие в экскурсии платное)

117545, Москва, Варшавское шоссе,
д. 129, корп. 1, ФГБУ «ЦНИГРИ»
conference@tsnigri.ru, тел. (495) 315-28-10

conf2020.tsnigri.ru