

ISSN 0869-5997

и РУДЫ 
МЕТАЛЛЫ
ORES AND METALS

1 / 2022

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ 1/2022

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, 2022

Журнал издаётся при поддержке Международной
ассоциации по генезису рудных месторождений



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Черных Александр Иванович

главный редактор
генеральный директор ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Иванов Анатолий Иннокентьевич

заместитель главного редактора
научный руководитель ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Пирайно Франко

заместитель главного редактора
по международным публикациям
профессор, Университет Западной Австралии,
г. Перт, Австралия

Наумов Евгений Анатольевич

заместитель главного редактора по общим вопросам
заместитель генерального директора
по научной работе ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Жаркова Вера Сергеевна

заместитель главного редактора
по редакционно-издательской деятельности
заместитель заведующего редакционно-оформительским
отделом ФГБУ «ЦНИГРИ»

Аракчеев Дмитрий Борисович

генеральный директор ФГБУ «Росгеолфонд»
кандидат технических наук

Волчков Алексей Гордеевич

заведующий научно-методическим отделением ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Вымазалова Анна

Чешская геологическая служба, г. Прага, Чешская Республика

Голубев Юрий Конкордьевич

заведующий отделом алмазов ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Горячев Николай Анатольевич

главный научный сотрудник СВКНИИ ДВО РАН
доктор геолого-минералогических наук, член-корр. РАН

Дементьев Владимир Евгеньевич

генеральный директор АО «Иргиредмет»
кандидат технических наук

Звездов Вадим Станиславович

заведующий отделом металлогении ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Калинин Юрий Александрович

главный научный сотрудник ИГМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук

Кременецкий Александр Александрович

советник генерального директора ФГБУ «ИМГРЭ»
доктор геолого-минералогических наук

Кряжев Сергей Гаврилович

заведующий отделом минералогии
и изотопной геохимии ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Кузнецов Владимир Вениаминович

заведующий отделом цветных металлов ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Ленц Дэвид

профессор, Университет Нью Брунсуик, Канада

Мишенин Сергей Григорьевич

заведующий отделом геофизики ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Похиленко Николай Петрович

научный руководитель ИГМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук, академик РАН

Проскурнин Василий Фёдорович

заведующий отделом региональной геологии и полезных
ископаемых Восточных районов России ФГБУ «ВСЕГЕИ»
доктор геолого-минералогических наук

Зельтманн Реймар

профессор, Музей естественной истории,
г. Лондон, Великобритания

Толстов Александр Васильевич

директор НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО)
доктор геолого-минералогических наук

Третьякова Ирина Геннадьевна

учёный секретарь ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Фридовский Валерий Юрьевич

директор ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук, профессор

ORES AND METALS 1/2022

Founded by FSBI «Central research institute of geological prospecting for base and precious metals» (TsNIGRI)
Federal Agency for Subsoil Use

Mass media registration certificate No 01919 (21.12.1992)

Published since 1992

Moscow, TsNIGRI, 2022

The Journal is published with the support of the IAGOD
(International association on the genesis of ore deposits)



EDITORIAL BOARD

Alexander I. Chernykh

Editor-in-chief
FSBI TsNIGRI, General Director
PhD

Anatoly I. Ivanov

Deputy editor-in-chief
FSBI TsNIGRI, Scientific Director
PhD

Franco Pirajno

Deputy editor-in-chief for international publications
Dr., Adjunct Professor at Centre for Exploration Targeting,
University of Western Australia

Evgeniy A. Naumov

Deputy Editor-in-chief
FSBI TsNIGRI, Deputy Director for Research
PhD

Vera S. Zharkova

Deputy editor-in-chief for editorial and publishing activities
Head of editorial and design department, FSBI TsNIGRI

Dmitry B. Arakcheev

FSBI Rosgeolfond, General Director
PhD

Alexey G. Volchkov

Head of scientific and methodical department, FSBI TsNIGRI
PhD

Anna Vymazalova

Dr., Czech Geological Survey, Czech Republic

Yuri K. Golubev

Head of diamond department, FSBI TsNIGRI
PhD

Nikolay A. Goryachev

Chief researcher, NEISRI FEB RAS
Corr. Member of RAS

Vladimir E. Dementiev

General Director, JSC Irgiredmet
PhD

Vadim S. Zvezdov

Head of metallogeny department, FSBI TsNIGRI
PhD

Yuri A. Kalinin

Chief researcher, IGM SB RAS
PhD

Alexander A. Kremenetsky

Advisor to General Director, FSBI IMGRE
PhD

Sergey G. Kryazhev

Head of mineralogy and isotope geochemistry
department, FSBI TsNIGRI
PhD

Vladimir V. Kuznetsov

Head of base metals department, FSBI TsNIGRI
PhD

David Lentz

Dr., Professor, University of New Brunswick, Canada

Sergey G. Mishenin

Head of geophysics department, FSBI TsNIGRI
PhD

Nikolay P. Pokhilenko

Scientific Director, IGM SB RAS
Academician of RAS

Vasily F. Proskurin

Head of the eastern Russia regional geology
and minerals department, FSBI VSEGEI
PhD

Reimar Seltmann

Dr., Professor, Head of CERCAMS (Centre for Russian
and Central EurAsian Mineral Studies),
Natural History Museum, London

Alexander V. Tolstov

Director, JSC ALROSA (PJSC)
PhD

Irina G. Tretiakova

Science secretary, FSBI TsNIGRI
PhD

Valery Yu. Fridovsky

Director, IGABM SB RAS
PhD, Professor



СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Воробьёв С. А., Миляев С. А.

Геохимические поиски рудных месторождений, не выходящих на дневную поверхность. Состояние и перспективы

06

PROGNOSIS, PROSPECTING AND EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

Vorobyev S. A., Milyaev S. A.

Geochemical exploration of ore deposits that are hidden beneath the surface. Status and prospects

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Максаров Р. А., Прокопьев И. Р.,
Дорошкевич А. Г., Редин Ю. О.,
Малютина А. В.**

Новые данные по минералогии золото-сульфидного типа руд месторождения Каральвеем, Чукотка

24

GEOLOGY OF THE ORE DEPOSITS

**Maksarov R. A., Prokopiev I. R.,
Doroshkevich A. G., Redin Yu. O.,
Malyutina A. V.**

New data on the mineralogy of the gold-sulfide ore type of the Karalveem deposit, Chukotka

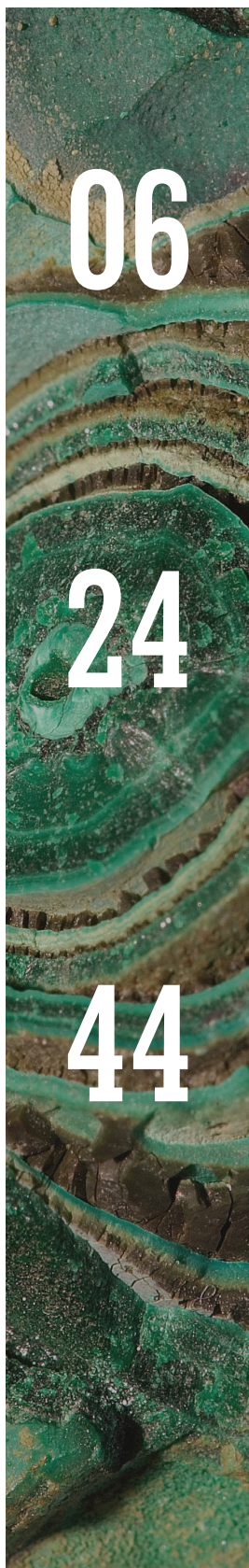
**Столяренко В. В., Минаков А. В.,
Рябوشапко А. Г., Минаева С. В.,
Алфёрова В. А.**

Прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в пределах мезозойских впадин в Центрально-Алданском рудно-россыпном районе (на примере Верхне-Якутского рудного поля)

44

**Stolyarenko V. V., Minakov A. V.,
Ryaboshapko A. G., Minaeva S. V.,
Alferova V. A.**

Mineral potential modelling for gold mineralization within the Mesozoic depressions in the Central-Aldan ore-placer area (on the example of the Upper Yakokutsk ore field)



ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД

Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д.
Алмазы из низкопродуктивных
кимберлитов

77

COMPOSITION AND PROPERTIES
OF ROCKS AND ORES

Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.
Diamonds from low-grade
kimberlite

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Левченко Е. Н., Соленикова Е. О.
Морфоструктурные особенности
гранатов прибрежно-морских
россыпей, определяющие технологию
их переработки

94

COMPREHENSIVE USE
OF MINERALS

Levchenko E. N., Solenikova E. O.
Morphostructure of garnets
from coastal-marine placers
as a key feature for determining
their processing technology

**Некипелова А. В., Сокол Э. В.,
Кох С. Н., Филиппова К. А.**
Керченские осадочные железные
руды – нетрадиционный источник
Nd и MREE: особенности и перспективы

106

**Nekipelova A. V., Sokol E. V.,
Kokh S. N., Filippova K. A.**
Kerch ironstones as unconventional
Nd and MREE resources:
features and prospects

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

Волчкова А. Г.

121

OUR CONGRATULATIONS

A. G. Volchkov

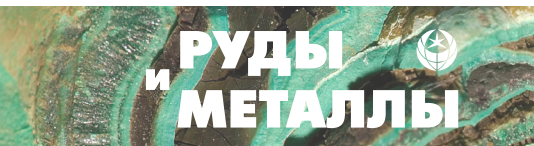
ПОСВЯЩАЕТСЯ ПАМЯТИ

Е. А. Козловского

122

IN MEMORIAM

E. A. Kozlovsky



Геохимические поиски рудных месторождений, не выходящих на дневную поверхность. Состояние и перспективы

Geochemical exploration of ore deposits that are hidden beneath the surface. Status and prospects

Воробьёв С. А., Миляев С. А.

Сокращение фонда месторождений, выходящих на современную эрозионную поверхность, привело к необходимости развития и совершенствования геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. Они ориентированы на выявление газовых и литохимических ореолов косвенных (CO_2 , H_2 , He, ионы NH_4^+ , K^+ и др.) и прямых индикаторов (Au, Pb, Cu и др.) рудных тел в погребённом и слепом залегании. Данные опытно-методических работ на многих месторождениях различного генезиса позволяют предположить, что образование наложенных ореолов этих двух групп компонентов рудообразующей среды протекает по единому механизму. Их совместная миграция к дневной поверхности и последующая разгрузка в атмосферу формируют в приземном воздухе ореолы, содержания которых многократно превышают геохимический фон, что позволяет использовать для их обнаружения при проведении полевых работ лазерную аналитическую аппаратуру (лидары, корреляционные спектрометры и др.), применяемую в метеорологии для мониторинга состава атмосферы.

Ключевые слова: литохимия, биогеохимия, атмосфера, лидары, ионопотенциметрия.

Vorobyov S. A., Milyaev S. A.

The reduction in the number of deposits reaching the modern erosional surface has led to the need to develop and improve the geochemical exploration methods for searching for deposits under deep cover. They are focused on the identification of gas and lithochemical halos of indirect (CO_2 , H_2 , He, NH_4^+ , K^+ ions, etc.) and direct indicators (Au, Pb, Cu, etc.) for buried ore bodies and blind deposits. The data of experimental and methodical works for numerous deposits of different genesis suggest that the formation of superimposed halos of these two groups of indicators of ore-forming environment proceeds by a single mechanism. Their joint migration to the day surface and the subsequent unloading into the atmosphere form halos in the subsurface air, where the concentration of the indicative elements many times exceeds the geochemical background. That allows laser analytical equipment used in meteorology (lidars, correlation spectrometers, etc.) to be applied during fieldwork to monitor the composition of the atmosphere.

Keywords: lithochemistry, biogeochemistry, atmosphere, lidars, ionopotentiometry.

Для цитирования: Воробьёв С. А., Миляев С. А. Геохимические поиски рудных месторождений, не выходящих на дневную поверхность. Состояние и перспективы. Руды и металлы. 2022. № 1. С. 6–23. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10001.

For citation: Vorobyov S. A., Milyaev S. A. Geochemical exploration of ore deposits that are hidden beneath the surface. Status and prospects. Ores and metals, 2022, № 1, pp. 6–23. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10001.

Введение. Прирост запасов металлов в «старых» и геологически хорошо изученных рудных районах мира ожидается главным образом за счёт обнаружения не выходящих на дневную поверхность скрытых – слепых и погребённых месторождений. Закрытые территории экономически развитых районов с ограниченной мощностью молодых отложений, перекрывающих рудоносный фундамент, представляют важный резерв для открытия новых промышленных месторождений различных металлов.

Современная методика геохимических поисков погребённых месторождений ориентируется на выявление на поверхности чехла наложенных ореолов рассеяния, которые сформировались при миграции образующих их компонентов с глубоких горизонтов земли. Теоретические представления о наложенных литохимических ореолах рассеяния рудных месторождений впервые сформулированы Н. И. Сафроновым в 1936 г., но только к середине 70-х годов реализованы в практике геохимических поисков на территории бывшего СССР. В Китае, Канаде, Австралии и США методы поисков по наложенным ореолам рассеяния стали активно применяться с конца прошлого столетия.

Анализ современного состояния геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых, выполненный по материалам периодических изданий (рис. 1) с результатами работ в этой области за последнее два десятилетия, показывает, что доля публикаций, посвящённых поиску погребённых месторождений, за рассмотренный период в два раза выше этого показателя для последней четверти прошедшего столетия, что указывает на возросший интерес геологических компаний к данной проблеме. В российских изданиях преимущественно анализируются технологии поисков погребённых месторождений по наложенным литохимическим ореолам рассеяния, в зарубежных – по газовым.

Закономерности проявления наложенных ореолов в геохимическом поле. Геохимические поиски перекрытых и погребённых рудных

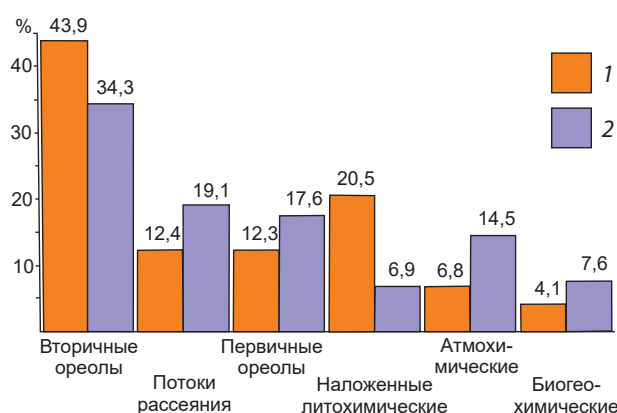


Рис. 1. Распределение публикаций по видам геохимических поисков рудных месторождений по данным электронной библиотеки «eLibrary» за период 2001–2021 гг.:

число публикаций: 1 – отечественные, 2 – зарубежные

Fig. 1. Classification of publications by types of geochemical exploration for ore deposits according to the electronic library "eLibrary" for the period 2001–2021:

number of publications: 1 – domestic, 2 – foreign

месторождений ведутся путём выявления над ними вторичных наложенных ореолов, образующихся в процессе миграции рудных компонентов из глубинных источников к земной поверхности, где они фиксируются в почвах современной коры выветривания. Исследования по определению наложенных ореолов начались в 70-е гг. XX века Л. В. Антроповой, Ю. Е. Саетом, В. З. Фурсовым, А. И. Фридманом и другими учёными. Газортутные съёмки и опытно-производственные работы по поиску погребённых месторождений методами частичного извлечения металлов, свободных и сорбированных газов подпочвенной атмосферы, выполненные во многих районах бывшего СССР и России, а также в зарубежных странах, позволили установить основные закономерности проявления геохимических аномалий этого типа:

- максимальное содержание элементов в ореоле не зависит от мощности пород перекрывающего чехла;

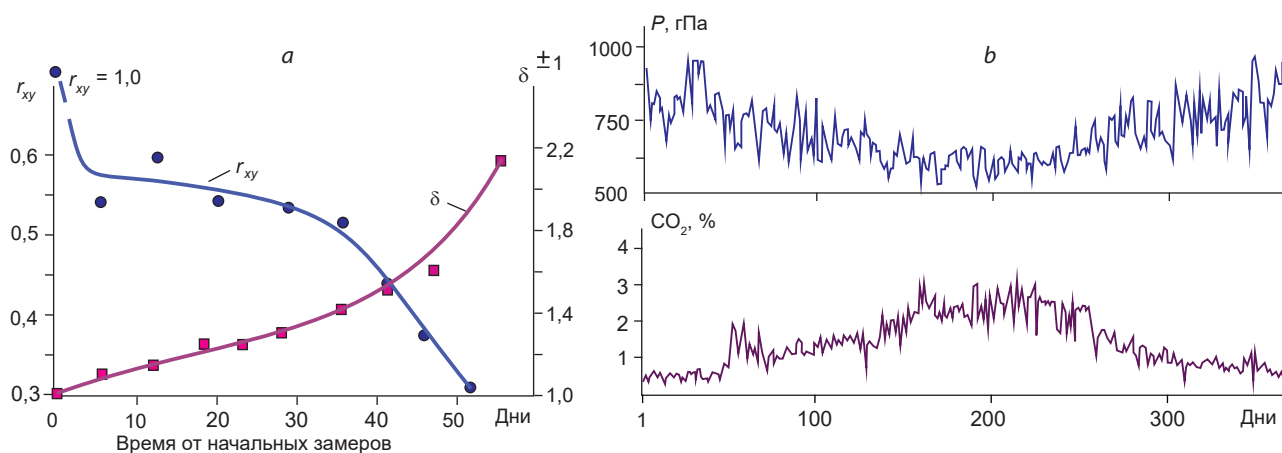


Рис. 2. Диаграмма оценок параметров воспроизводимости повторных измерений содержания CO_2 в ореоле (а) и совместные вариации атмосферного давления и содержания CO_2 в подпочвенном воздухе (b) [2]

Fig. 2. Diagram of estimates of reproducibility parameters of repeated measurements of the CO_2 content in the halo (a) and joint variations in atmospheric pressure and CO_2 content in the subsurface air (b) [2]

- контуры ореолов не выходят за пределы рудной зоны независимо от глубины её залегания и литологического состава перекрывающих пород;

- содержания элементов в пределах контуров ореолов периодически изменяются, возрастая и снижаясь с течением времени.

Наиболее отчетливо эффект изменения контрастности аномалий проявлен в газовых ореолах. На рис. 2, а приведена диаграмма изменения случайной ошибки (δ) и коэффициента корреляции (r_{xy}) между первым и повторными замерами содержания CO_2 в точках наблюдения над погребённым полиметаллическим месторождением Алыс, открытым атмосферической съёмкой в восточном борту Тургайского прогиба (Казахстан) [4].

Возрастание случайной ошибки и снижение коэффициента парной корреляции между первой и последующими сериями измерения содержания CO_2 в газовом ореоле позволяют предположить, что состав подземной атмосферы изменяется с течением времени. На рис. 2, b показан годовой цикл колебания атмосферного давления и содержания CO_2 в подпочвенном воздухе с суточными вариациями метеоусловий случайного характера, что обуслов-

ливает сложную взаимосвязь между состояниями наземной и подземной атмосферы. На миграцию газов к земной поверхности и далее в атмосферу наряду с атмосферным давлением влияет множество дополнительных факторов (температура, влажность, пористость пород и др.), осложняющих учёт их воздействия на результаты повторных наблюдений. Подробно данный вопрос изучен в работе [2]. В меньшей степени это проявлено для наложенных литохимических ореолов, так как главным фактором их появления у поверхности земли является сорбция органоминеральным субстратом почвы мигрирующих через неё элементов в составе микроминеральных частиц и газов.

В настоящее время нет общепринятой теории формирования наложенных ореолов рассеяния над погребёнными рудными месторождениями. В этой области поисковой геохимии практика полностью опережает теоретические разработки. Временные вариации содержаний металлов и газов в наложенных ореолах позволяют предположить, что их миграция из глубинных источников осуществляется по единому механизму в форме кластеров из наноминеральных частиц и молекул газа. Микрочастицы рудных минералов могут адсорби-



роваться на поверхности газовых молекул в силу их огромной поверхностной энергии и совместно мигрировать с ними к земной поверхности, при этом часть из них разгружается в атмосферу, часть – сорбируется почвой. Это подтверждается геохимическими съёмками в морских акваториях, выполненными для оценки перспективности нефтегазоносных структур, выявляемых сейсмоакустическими методами.

Пример – результаты геохимической съёмки, проведённой в 2009 г. при личном участии одного из авторов Институтом геолого-экологических проблем Донбасса (ИГЕПД) совместно с Морской геолого-геофизической экспедицией Причерноморского государственного регионального геологического предприятия (Украина) по оценке перспектив нефтегазоносности антиклинальных структур, выявленных геофизическими методами в акватории Прикерченского шельфа Чёрного моря, где в пределах одной из них расположено Субботинское нефтяное месторождение. Глубина залегания нефтегазоносных структур составляет более 4 тыс. м от поверхности морского дна. Пробы донных осадков отобраны на площади 650 км² по сети 500 × 500 м. Глубина моря в пределах исследованной акватории в южных румбах возрастает от 20 до 100 м.

В пробах донных осадков хроматографическим методом определены содержания сорбированных газов (метан, этан, пропан, пропилен, бутан, н-бутан), методом индуктивно-связанной плазмы – содержания 46 химических элементов. В результате выделены две высококонтрастные линейные аномальные зоны металлов (Mo, Fe, V, Ni, Au, U, Pb, As, Co, Sn) и углеводородных газов (CH₄, C₂H₆, H-C₄H₁₀ и др.), протягивающиеся сплошными полосами более чем на 12 км в субширотном направлении [5] вдоль осей главных антиклинальных структур сеноманского возраста. На рис. 3 показаны наложенные ореолы метана и золота в донных осадках морского дна исследованной акватории.

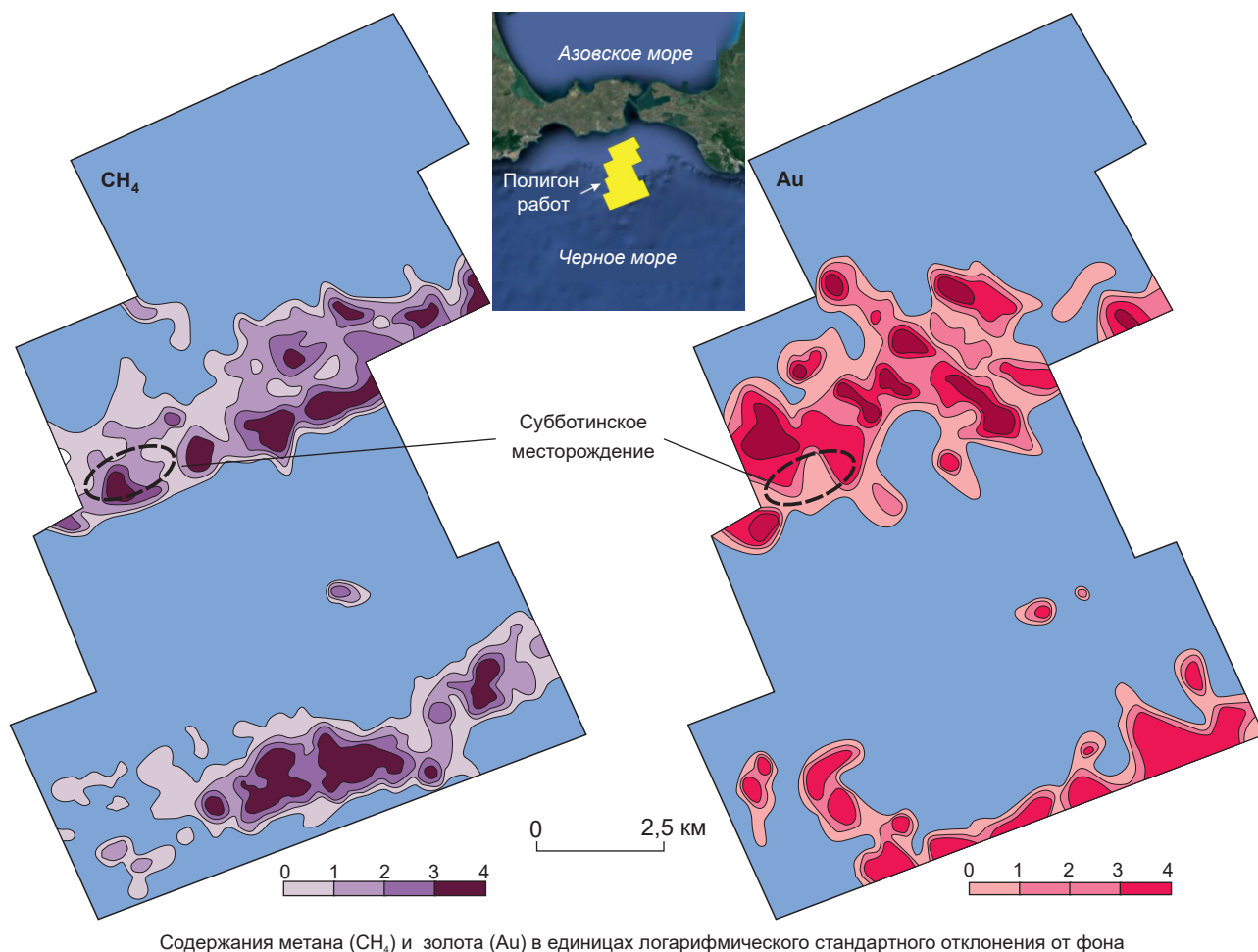
В геохимическом поле Субботинское месторождение на уровне морского дна отмечается комплексными аномалиями металлов и газов.

Весьма интересно, что области их максимального содержания пространственно разобщены, аномалии металлов расположены по периферии газовых ореолов, оконтуривая их. Причиной этого, вероятно, является разрушение металл-газовых кластеров на границе раздела вода–порода на поверхности морского дна, далее латеральная миграция металлов и газов идёт раздельно, конкурируя за центры сорбции, что отражается в их пространственной обособленности. Наиболее отчётливо это проявлено в южной части поисковой площади, где шельф переходит в континентальный склон и резко возрастает глубина моря, что увеличивает миграционную способность металлосодержащих частиц с понижением рельефа за счёт воздействия гравитации.

Совместная миграция металлов и газов к земной поверхности из залегающих на глубине рудных тел подтверждается результатами исследований китайских геохимиков на погребённых полиметаллических, медно-никелевых и золоторудных месторождениях [11, 16, 17]. На полиметаллическом месторождении Фэнкоу (Южный Китай), перекрытом карбонатно-терригенными породами мощностью более 100 м, микрочастицы, содержащие металлы, улавливались фильтрами в газоприёмниках, установленных на дно скважин глубиной 0,5 м. Их размер варьировался от одного до 100 мкм, они имели сложное внутреннее строение, представляя собой соединённые агрегаты меньшего размера, состоящие из сульфидов, оксидов и гидроксидов металлов (рис. 4, а).

Подобные исследования, выполненные на двух десятках месторождений Китая, показали постоянное присутствие рудных микрочастиц в подземной атмосфере над погребёнными рудными телами. Откачка фиксированных объёмов воздуха из призабойных частей скважин глубиной до 1 м позволила установить, что содержание рудных элементов на участках залегания рудных тел достигает 300 ppm на 1 л воздуха, тогда как в области геохимического фона оно на два порядка меньше [16].

В составе подземной атмосферы золоторудных месторождений обнаружены микро-



Содержания метана (CH_4) и золота (Au) в единицах логарифмического стандартного отклонения от фона

Рис. 3. Наложённые литохимические ореолы метана и золота по данным анализа донных осадков в акватории Прикерченского шельфа Чёрного моря

Fig. 3. Superimposed lithochemical halos of methane and gold according to the analysis of bottom sediments in the water area of the Prikerch shelf of the Black Sea

частицы золота, адсорбированные частицами большего размера и различных форм, сложенными преимущественно оксидами железа, алюминия (см. рис. 4, b). В процессе миграции элементы, входящие в состав микрочастиц, сорбируются почвой и захватываются корнями растений, образуя наложенные ореолы, которые служат индикаторами погребённых рудных объектов. В зависимости от опробуемой среды геохимические поиски погребённых месторождений подразделяются на литохимические, биогеохимические и атмосферические. Как показывает практика, по

информативности эти методы близки между собой, применимость каждого из них определяется ландшафтными условиями территорий проведения поисков, технической сложностью пробоотбора и трудоёмкостью операций по подготовке отобранного материала к анализу, а также личными предпочтениями исполнителей.

Литохимические методы. Наложённые ореолы относятся к разряду слабых геохимических аномалий с максимальными содержаниями рудных элементов, соизмеримыми с колебаниями местного геохимического фо-

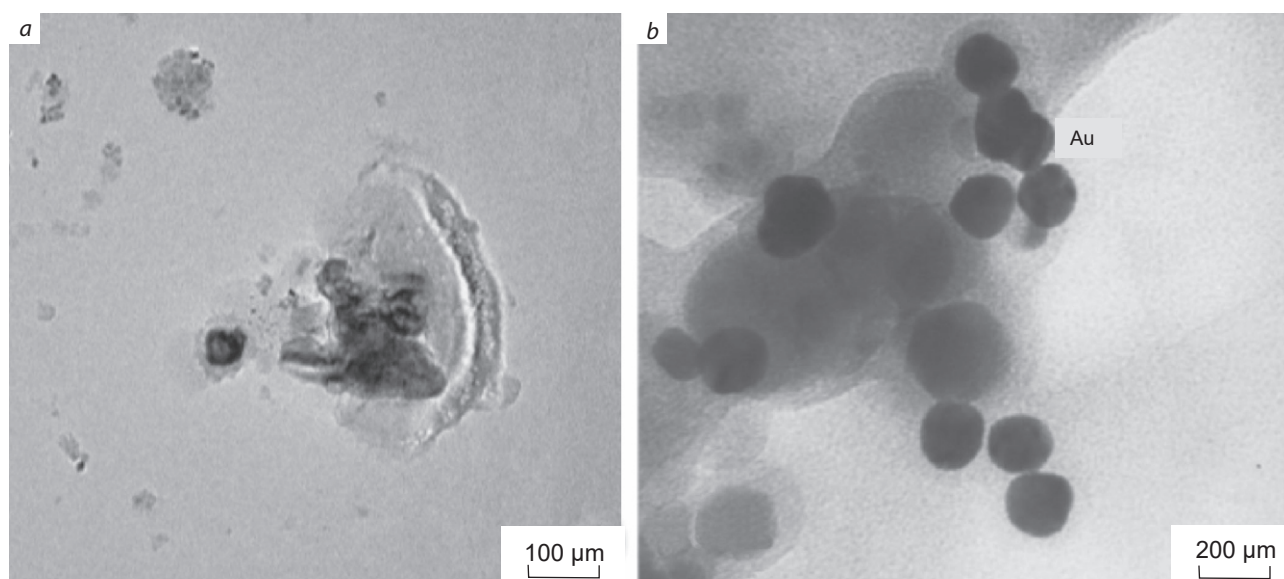


Рис. 4. Фото Pb-Zn содержащих микрочастиц в подземной атмосфере над погребённым месторождением Фэнкоу (a) и частиц золота, адсорбированных оксидами железа (b) в рудничном воздухе [16, 17]

Fig. 4. Photo of lead-zinc-containing microparticles in the underground atmosphere above the buried Fenkow deposit (a) and gold particles absorbed by iron oxides (b) in mine air [16, 17]

на и погрешностями съёмки. Повышение их контрастности достигается частично фазовым анализом литохимических проб, основанным на выделении подвижных, легко-растворимых, солевых и других форм нахождения рудных элементов, доля которых в области фона ничтожно мала, а в ореолах является преобладающей. Их соотношения в геохимических аномалиях во многом обусловлены химическими свойствами элементов, слагающих руды. Для обнаружения наложенных ореолов рассеяния металлов применяют три вида геохимических съёмок, реализующих выявление слабых геохимических аномалий методами:

- термомагнитных фракций (ТМФ);
- подвижных форм (МПФ);
- анализа сверхтонких фракций (МАФС).

Термомагнитный метод ориентирован на выделение аномалий химических элементов, сорбированных гидроксидами железа и марганца в приповерхностном слое земли в процессе их миграции от погребённых рудных тел

к дневной поверхности. В гипергенных условиях соединения железа в литохимических пробах находятся преимущественно в форме слабомагнитных гидроксидов – лимонита и гётита. В зоне окисления месторождений, содержащих сульфиды, многие рудные элементы мигрируют совместно с железом в форме легко-растворимых сульфатов, в последующем концентрируясь в гидроксидах железа, поэтому анализ магнитной фракции проб повышает контрастность ореолов.

Для определения состава термомагнитной фракции пробы прокаливаются в графитовых кюветах без доступа воздуха, в результате железосодержащие минералы переходят в магнетит или маггемит, обладающие высокой остаточной намагниченностью. Магнитная фракция улавливается магнитным сепаратором, попутно извлекаются минералы, в состав которых входят Ni, Co, Mn и лантаноиды, имеющие повышенную магнитную восприимчивость. Выделенный концентрат исследуется аналитическими методами [1]. Следует отметить, что

гидроксиды железа и марганца являются хорошими сорбентами, поэтому геохимическими съёмками методом ТМФ могут быть установлены аномалии ландшафтной природы, никак не связанные с погребёнными рудами.

Геохимические съёмки методом подвижных форм относятся к числу способов выявления слабых геохимических аномалий путём частично-фазового анализа минеральных агрегатов, образованных рудными элементами в почве. Он включает вытяжки, растворяющие слабоустойчивые минеральные формы элементов, доля которых в пробах над месторождениями значительно выше по сравнению с фоновыми участками. Формы нахождения разных элементов в наложенных ореолах над месторождениями одного и того же генетического типа существенно различаются. Вследствие этого при проведении поисковых работ приходится выбирать селективные экстрагенты для выделения коллективной преобладающей формы нахождения рудных элементов в опробуемой среде. Экстрагенты в порядке возрастания силы их воздействия приведены ниже [15]:

- деионизированная вода – для извлечения водорастворимых форм, которые находятся в составе водорастворимых солей, и слабоадсорбированных ионов элементов;
- энзимная экстракция (Enzyme Leach) – для тех же целей; степень извлечения и воспроизводимость результатов, как правило, несколько выше, чем при использовании водной вытяжки;
- раствор цитрата аммония $(\text{NH}_4)_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$ – для извлечения элементов, находящихся в составе ионообменного комплекса и адсорбированных глинистыми частицами;
- раствор пирофосфата Na ($0,1 \text{ M Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \times \text{H}_2\text{O}$) – для извлечения элементов, связанных с органическим веществом, т. е. находящихся в виде металлоорганических соединений;
- раствор ацетата аммония $(\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2)$ – для растворения карбонатных минералов;
- холодный раствор гидроксиламина гидрохлорида $(\text{HNOH}_2\text{HCl})$ – для извлечения элементов, сорбированных гидроксидами марганца;

- горячий раствор гидроксиламина гидрохлорида – для извлечения элементов, сорбированных гидроксидами марганца и железа;
- царская водка – для извлечения солевых и сорбированных форм элементов, а также золота и многих самородных металлов и растворения сульфидов.

При съёмках МПФ наиболее употребимы пирофосфатные вытяжки, индикатором погребённых месторождений служит возрастание показателя Me / C , где Me – концентрация рудного элемента в пирофосфат-натриевой вытяжке, C – содержание органического углерода в исходной литохимической (почвенной) пробе. В зарубежной практике этот способ выделения аномалий именуется методом подвижных ионов (Methods Mobility Ions, MMI), в качестве селективного растворителя применяются лиганды, растворяющие адсорбированные на поверхности твёрдых частиц ионы металлов. На рис. 5 показаны наложенные ореолы золота, выявленные методом частичной экстракции над месторождением Фолокади (Республика Гвинея), перекрытого терригенными породами мощностью более 20 м. В результате проведённых работ на флангах месторождения обнаружены пять новых рудных зон, что позволило существенно сократить объём буровых работ [15].

К способам выявления погребённых месторождений путём выделения ореолов подвижных форм компонентов, мигрирующих с рудообразующими элементами, относится ионно-потенциометрический метод. Это – косвенный метод поисков, так как не ориентирован на вещественный состав руд. Данным методом геохимической съёмки определяется состав водорастворимых компонентов, сорбированных почвой и легко переходящих в растворённое состояние. Анализ выполняется ионоселективными электродами, измеряющими кислотно-щелочной показатель водных вытяжек (рН), их окислительно-восстановительный потенциал (Еh), а также определяющими содержание ионов: NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , Br^- , I^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , CO_3^{2-} , F^- , NO_3^- и др.

Перечисленные компоненты, обладая высокой подвижностью в зоне гипергенеза, с одной стороны, способны формировать аномалии

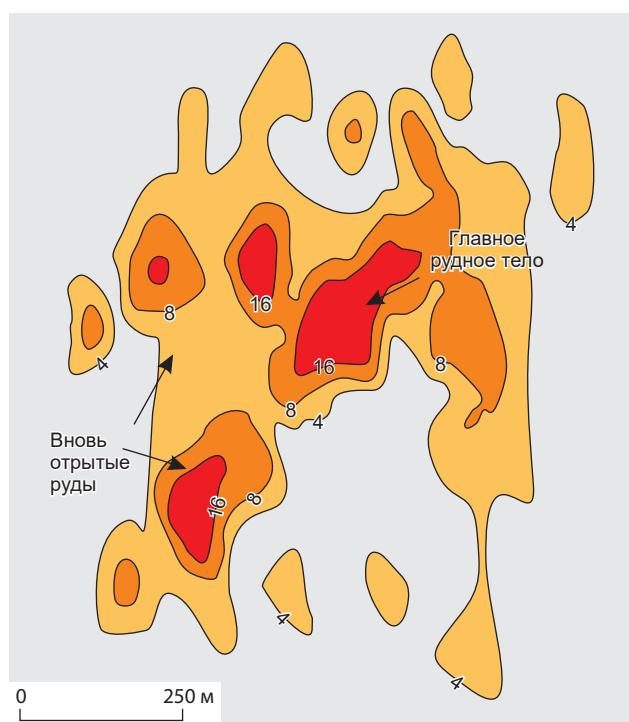


Рис. 5. Наложенные ореолы золота над погребённым золоторудным месторождением Фолокади (Республика Гвинея), выявленные методом MMI [15]

Fig. 5. Superimposed halos of gold over the buried gold ore deposit of Folokadi (Republic of Guinea), revealed by the MMI method [15]

над погребёнными месторождениями при мощности аллохтона в десятки метров, с другой – образуют ореолы в надрудных частях месторождений, что важно при поисках слепых объектов. Как показывают результаты опытно-методических работ на золотых и золото-серебряных месторождениях, самые высокие содержания иона аммония NH_4^+ характерны для надрудных и верхнерудных частей рудных тел. Важная поисково-оценочная особенность иона NH_4^+ – прямая корреляция его продуктивности с количеством отложившегося золота.

На рис. 6 показаны аномалии ионов и потенциометрического показателя pH / Eh над золото-полиметаллическим месторождением Береговское (Западная Украина), выделенные геохимической съёмкой масштаба 1 : 10 000. По

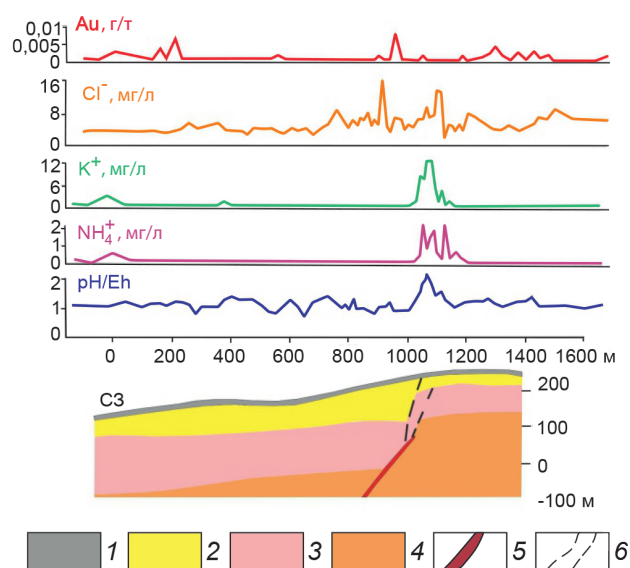


Рис. 6. Результаты ионно-потенциметрической и литохимической съёмки над золото-полиметаллическим месторождением Береговское:

1 – рыхлые отложения; 2 – туффиты; 3 – алевролиты, 4 – вулканиты кислого состава; 5 – рудная залежь; 6 – тектонические нарушения

Fig. 6. Results of ion-potentiometric and lithochemical surveys over the Beregovskoye gold-polymetallic deposit:

1 – loose deposits; 2 – tuffite; 3 – siltstone, 4 – felsic volcanic; 5 – ore deposit; 6 – tectonic dislocations

вторичным ореолам рассеяния аммония и калия с поверхности прослеживаются рудные тела, залегающие на глубине 150–200 м и перекрытые рыхлыми отложениями мощностью 5–10 м [6]. Индикационными свойствами также обладают отношения потенциметрических показателей pH к Eh и ореолы хлор-иона. Данный метод не требует сложной аппаратуры и позволяет непосредственно в поле конкретизировать контуры перспективных участков и даже фиксировать выходы рудных зон, что особенно важно при полевой оценке первоочередных объектов для планирования последовательности геолого-поисковых работ.

При поисках полиметаллических месторождений хорошо зарекомендовал себя ионносорбционный метод, разработанный в ЦНИГРИ.

Он апробирован при поисках полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Салаирского кряжа, Восточного Забайкалья, Енисейского кряжа, Центрального Казахстана. Сущность метода заключается в избирательной способности разбавленного раствора азотной кислоты извлекать катионы химических элементов из ионообменных карбонатных, оксидных и органоминеральных форм нахождения элементов из почвенного покрова. Верхний почвенный слой (A_1), обладая высокой дисперсностью, служит прекрасным сорбентом катионов, которые при взаимодействии почв с разбавленной азотной кислотой замещаются на ион гидроксония (H_3O^+), переводя катионы химических элементов в раствор, анализируемый ICP-MS методом. При поисковых работах ионно-сорбционный метод способствовал выявлению новых промышленных рудных залежей. На рис. 7 приведены результаты геохимических работ на Петровском участке Змеиногорского района российской части Рудного Алтая. При прогнозной оценке перспектив участка учитывался комплекс геохимических поисковых признаков, представленный ассоциацией рудных (Pb, Zn, Cu) и петрогенных (K, Na) элементов, определяющих химизм метасоматических преобразований. Поисковые скважины, пробуренные с учётом геохимических данных, вскрыли три слепых рудных тела на глубинах 80, 200 и 250 м от дневной поверхности [7].

Метод анализа сверхтонких фракций рыхлых отложений разработан и опробован при проведении опытно-производственных работ в северных и восточных регионах России при производстве геохимических работ масштабов 1 : 1 000 000 – 1 : 10 000 геохимиками ВСЕГЕИ. Он базируется на результатах российских и зарубежных исследований по изучению состава, форм и размеров микрочастиц, присутствующих в подземной атмосфере рудных месторождений. Мигрируя с газовыми потоками в атмосферу, они частично сорбируются органоминеральной малоразмерной гранулометрической фракцией почв с большой эффективной поверхностью, образуя вторичные наложенные ореолы рассеяния.

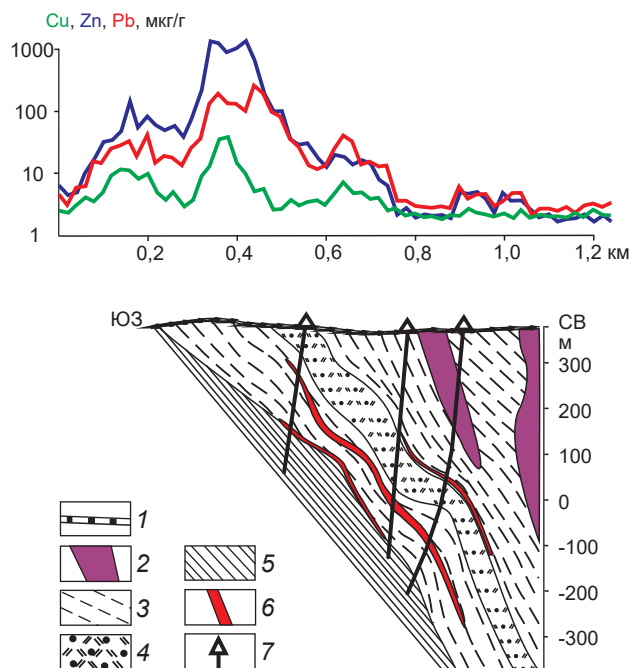


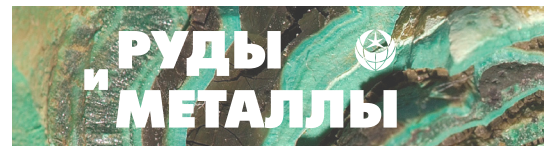
Рис. 7. Графики содержаний рудных элементов по профилю VIII участка Петровский:

1 – элювий; 2 – риолиты; 3 – алевролиты; 4 – чередование туффитов кислого состава, кремнистых и туффогенных алевролитов; 5 – метаморфические сланцы раннего палеозоя; 6 – рудные тела; 7 – поисковые скважины

Fig. 7. Graphs for the content of ore elements along the profile of the VIII section of the Petrovsky site:

1 – eluvium; 2 – rhyolite; 3 – siltstone; 4 – alternation of felsic tuffite, siliceous and tuffaceous siltstone; 5 – early Paleozoic metamorphic schist; 6 – ore bodies; 7 – prospecting wells

При съёмках этим методом отобранный материал после сушки до постоянной массы переносится в вибратор, продуваемый воздухом. При выходе из него пылевидные частицы размером менее 10 мкм, пройдя этап промежуточной очистки, осаждаются на фильтре. Их основу составляет полотно Петрянова, представляющее собой волокнистый полимер, улавливающий микрочастицы не только их непосредственным осаждением на фильтре, но и электростатическим притяжением к заряженным волокнам фильтра. Собранный материал ана-



лизируется прецизионными методами количественного анализа [8].

Как сообщают авторы этого метода, он применяется на закрытых и полужакрытых территориях северных регионов, характеризующихся большой мощностью чехла покровных отложений различного генезиса, где традиционные методы литохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния малоэффективны. Примером положительного применения метода МАСФ являются ревизионно-поисковые работы, выполненные сотрудниками ВСЕГЕИ на территории полуострова Таймыр на площади 180 км². Район работ характеризуется сложными условиями ведения геохимических поисков, что связано с широким развитием аллювиально-пролювиальных и солифлюкционных отложений. По результатам геохимических работ с использованием метода МАСФ масштаба 1 : 50 000 в северной части Верхнеленинградской площади выделены пространственно совмещённые контрастные ореолы Au, Ag, As, Sb, образующие аномальную геохимическую зону протяжённостью около 8 км, соответствующую погребённому месторождению [8].

Хорошая аналитическая база даёт возможность выявлять геохимические аномалии над погребёнными объектами методами математической обработки данных геохимического опробования без применения специализированных технологий выделения наложенных ореолов в геохимическом поле. Примером такого подхода являются результаты опытно-производственных работ по поиску погребённых кимберлитовых трубок на территории Алакит-Мархинского кимберлитового поля Якутской алмазонасной провинции, проведённые Опытно-методической экспедицией (г. Александров, Владимирская область). Мощность перекрывающего чехла, сложенного терригенными отложениями пермского и трапповыми покровами триасового возраста на территории поисков, составляет 100 м. Тем не менее все известные на этой территории кимберлитовые тела зафиксированы наложенными ореолами. Они образованы элементами, присутствующими в напорных

подмерзлотных рассолах, мигрирующими по тектоническим нарушениям с земных глубин к дневной поверхности (рис. 8) [3].

Данные изучения состава ореолов показывают, что в перечень ореолообразующих элементов входят компоненты (Sr, Li, Ba и др.) высокоминерализованных подземных вод (криопэггов), широко распространённых на территории Якутии. Они имеют напорный режим и за счёт высокой минерализации (более 200 г/л) способны активно мигрировать сквозь толщу мёрзлых пород, химически взаимодействуя с ними. В пределах выделенных аномалий в южной части площади опытно-производственных работ позднее были обнаружены кимберлитовые тела.

Биогеохимический метод. Биогеохимический метод поисков при геолого-поисковых работах применяется в весьма ограниченных объёмах. Как показывает практика, максимальная мощность рыхлых отложений, ограничивающая поисковую возможность метода в степных и пустынных районах, составляет 20–50 м, в лесных районах гумидной зоны – 10–20 м, в районах с многолетней мерзлотой не превышает 3–10 м.

Основными факторами, влияющими на формирование биогеохимических ореолов рудных месторождений в растениях, являются: доступность растениям минеральных и химических форм элементов-индикаторов, находящихся в корнеобитаемой зоне почв и почвообразующих пород; величина поверхности контакта корневых систем растений с лито-, гидро- и атмосферическими ореолами рассеяния; наличие и величина антиконцентрационных физиолого-биохимических барьеров против высоких концентраций рудных элементов в питающей среде.

Проведение биогеохимических съёмок осложнено тем, что в пределах поисковой площади не всегда удаётся отобрать пробы из одного и того же вида растительности. Различные виды растений, их разные части (даже в одном органе) с разной интенсивностью аккумулируют химические элементы. Это хорошо видно на рис. 9, где показано распределение содержания меди, стронция и золота в

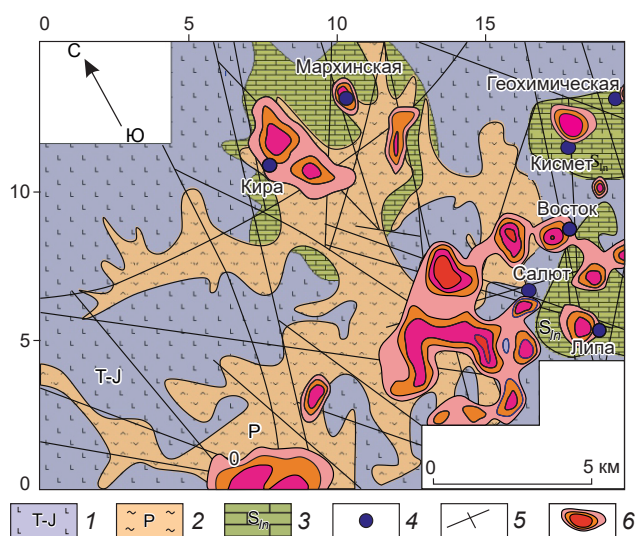


Рис. 8. Структура геохимических аномалий центральной части Алаakit-Мархинского кимберлитового поля (Якутия):

1 – траппы; 2 – терригенно-осадочные отложения; 3 – карбонатные породы; 4 – кимберлитовые трубки; 5 – тектонические нарушения; 6 – аномалии мультипликативного показателя $I = Ba \cdot Sr \cdot Sc$ в единицах стандартного отклонения геохимического фона

Fig. 8. Structure of geochemical anomalies in the core of the Alakit-Marxhin kimberlite field (Yakutia):

1 – traps; 2 – terrigenous-sedimentary deposits; 3 – carbonate rocks; 4 – kimberlite pipes; 5 – tectonic faults; 6 – anomalies of the multiplicative index $I = Ba \cdot Sr \cdot Sc$ in units of the standard deviation of the geochemical background

листе дерева, произрастающего над погребённым золоторудным месторождением.

Всё это приводит к необходимости вводить поправочные коэффициенты для приведения содержаний элементов к одному уровню, что неизбежно увеличивает дисперсию геохимического поля и затрудняет выделение аномалий. Сложность интерпретации выявленных аномалий, связанная с необходимостью учёта всех воздействующих на растения факторов (биологических, техногенных, антропогенных и др.), влияющих на концентрацию химических элементов в различных его частях, безусловно, снижает достоверность результатов биогеохимических методов поисков.

Отмирание стеблей, опад листвы и отмерших ветвей деревьев обуславливает возвращение в почву элементов, накопленных растением, где они образуют вторичный ореол, который может быть обнаружен рядовой литохимической съёмкой. Этот вывод полностью согласуется с результатами биогеохимических исследований, выполненных австралийскими и российскими геохимиками.

Применение биогеохимического метода целесообразно в тех геологических и ландшафтных условиях, когда выявление вторичных литохимических ореолов и потоков рассеяния сильно затруднено или по ряду природных причин невозможно. К ним относятся участки заболоченных равнин в таёжных и тундровых ландшафтах, где возможно успешное применение биогеохимического метода поисков, заключающегося в опробовании мхов.

Атмохимические методы. Атмохимические ореолы рудных месторождений образуют газы трёх генераций. Первая – компоненты рудообразующей среды (CO_2 , CH_4 , H_2 и др.), захваченные минералами в процессе рудоотложения. Их высвобождение происходит непрерывно по мере вскрытия газово-жидких включений при выветривании. Вторую генерацию составляют газы глубинного происхождения (CO_2 , He , Ar , CH_4 , H_2 и др.), мигрирующие по рудоконтролирующим тектоническим зонам. Они являются продуктами химических и ядерных реакций в земных недрах. К третьей генерации относятся газы (CO_2 , SO_2 , H_2S и др.), образующиеся в зоне гипергенеза рудных месторождений. Гипергенное преобразование сульфидных минералов протекает с поглощением большого количества кислорода, что приводит к резкому снижению его содержания в подземной атмосфере над рудными телами. Газовые ореолы также образуют и рудные элементы, поступающие в вышележащие породы и далее в атмосферу в виде паров и минеральных микрочастиц.

В практике атмохимических съёмок применяются два варианта проведения работ. В первом на точках наблюдения с помощью специализированной аппаратуры измеряются содержания газов прямых или косвенных

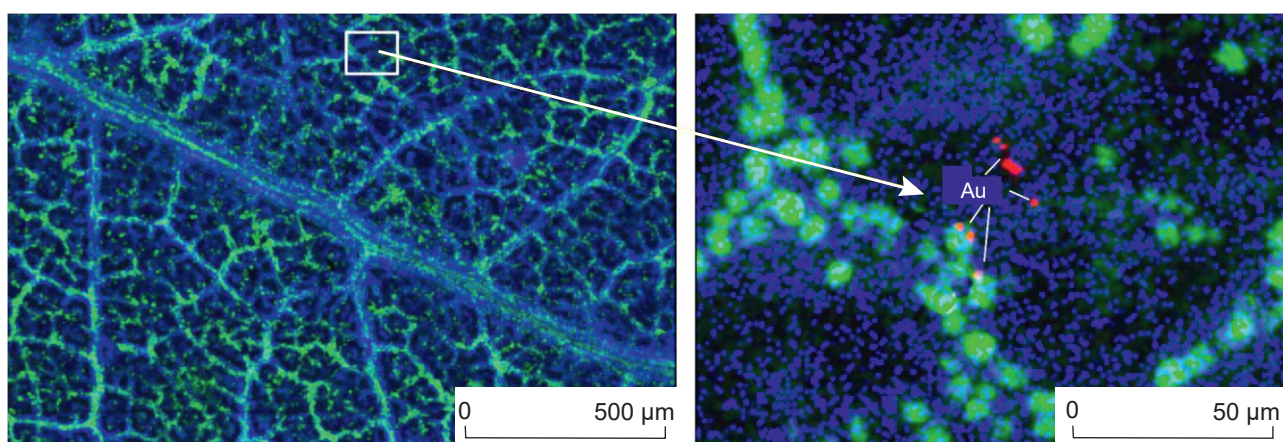


Рис. 9. Распределение меди (синий цвет), стронция (зелёный) и золота (красный) в листе эвкалипта, произрастающего над погребённым золоторудным месторождением, справа – распределение элементов на участке листа, выделенном белым прямоугольником [14]

Fig. 9. Distribution of copper (blue), strontium (green) and gold (red) in a eucalyptus leaf growing over a buried gold deposit, location of elements on the leaf area highlighted in white [14]

индикаторов погребённых руд: Hg, He, H₂, CO₂ и др.

В геологической практике наиболее используемым из них является газортутный метод, разработанный В. З. Фурсовым. Откачиваемый из шпуров газ пропускается через золотой сорбент для сбора ртути. После прокачки поглощённая сорбентом ртуть десорбируется нагреванием и потоком атмосферного воздуха вводится в ртутный фотометр. Проверка буровыми работами газортутной аномалии привела к открытию золоторудного месторождения Амантайтау (Узбекистан), залегающего в осадочных породах палеозойского возраста и перекрытого аллохтонными песчаниками и глинами мощностью 130 м. За последние десятилетия возросли возможности аналитической техники, что позволяет осуществлять газортутные съёмки на более высоком техническом уровне. Портативный ртутный атомно-абсорбционный анализатор РГА-11 с зеемановской коррекцией неселективного фонового поглощения излучения изотопа ртути ¹⁹⁸Hg позволяет в режиме реального времени с высокой чувствительностью и точностью определять содержание этого эле-

мента в различных средах (атмосфера, вода и др.), что значительно упрощает выполнение полевых работ.

Китайскими геохимиками в поисковую практику внедряются портативные высокочувствительные анализаторы двуоксида углерода (CO₂) и сернистых газов (H₂S и SO₂), служащих прямыми индикаторами погребённых сульфидных руд. Двуоксид углерода определяется инфракрасной абсорбционной спектроскопией с пределом обнаружения 1 ppm, сернистые газы анализируются электрохимическим газовым датчиком с чувствительностью 0,001 ppm. По опубликованным данным [12, 18], содержание SO₂ в подпочвенной атмосфере на глубине около 0,5 м над погребёнными сульфидными рудами, перекрытыми чехлом четвертичных пород мощностью до 30 м, составляет (1–5) × 10⁻⁴ %. Весьма примечательно, что при большой растворимости сернистого газа (> 10 %) он не поглощается поровыми водами, а формирует в подпочвенной атмосфере самостоятельные ореолы.

Дальнейшим совершенствованием атмосферических съёмок стало использование оптических корреляционных спектрометров, ре-

гистрирующих спектры поглощения газовых компонентов вдоль детектируемой трассы. В зависимости от конструкции прибора источниками излучения служат солнце или лазеры, генерирующие волны фиксированной частоты. С помощью подобной аппаратуры Н. Н. Трофимов и А. И. Рычков выявили ореолы йода над свинцово-цинковым месторождением Бозанг в Северной Осетии, залегающим на глубине 500 м от дневной поверхности [10]. Одна из проблем, возникающих в применении йодометрических съёмок, – устойчивость его аномалий в приземной атмосфере, что во многом определяется формой нахождения этого элемента. Ряд исследователей полагает, что молекулярная форма йода является кратковременной, так как присутствие в атмосфере таких сильных окислителей, как озон, кислород, оксиды азота, углекислота и ультрафиолетовая радиация, приводит к образованию ионных соединений высокой валентности и йодоорганических соединений. Однако мониторинг газовых ореолов йода над рудными месторождениями Юго-Восточной Грузии показал их устойчивость во времени, вполне достаточную для проведения съёмок.

Атмохимические поиски погребённых руд по комплексу газовых компонентов выполняются путём отбора почвенного воздуха из призабойных частей скважин, пробуренных на глубину до 3 м [9]. Газ отбирается в стеклянные ампулы, затем анализируется хроматографическим методом на широкий круг компонентов (CO_2 , O_2 , H_2 , He , Ne , Ar , CH_4 и др.). Критерием рудной природы газовой аномалии над окисляемым рудным телом служит содержание кислорода меньше уровня порогового значения при разбавлении подземной атмосферы потоком тектонических газов. На рис. 10 показаны атмохимические ореолы, проверка которых привела к открытию погребённых полиметаллических месторождений стратиформного типа в восточном борту Тургайского прогиба (Казахстан).

В Канаде на территории бассейна Атабаска (Athabaska Basin) аналогичным методом проводятся поиски урановых месторождений типа несогласия на глубине 100–400 м. Испол-

нители этих работ полагают, что он идеально подходит для поиска урановых месторождений, залегающих на малых и больших глубинах [13]. Наличие ореолов углекислого газа, метана, водорода, гелия и неона в подземной атмосфере служит критерием оценки перспективности геофизических аномалий. Как показали результаты оценки газовых аномалий бурением, продуктивность ореолов гелия пропорциональна количеству урана на глубине, а контуры атмохимических аномалий наследуют форму рудных тел.

Логическим развитием атмохимических методов стали поиски рудных месторождений путём улавливания металлосодержащих минеральных микрочастиц, транспортируемых воздушными потоками из погребённых рудных тел к земной поверхности [19]. В зарубежной практике этот вид атмохимической съёмки именуется «геогаз». Он стал экономически доступным в связи с широким применением высокочувствительных прецизионных методов анализа малых количеств вещества. Подпочвенный газ, откачиваемый из призабойной камеры пробуренной скважины, пропускается через мембранный фильтр, улавливающий грубые частицы почвы, и барботируется через раствор азотной кислоты в сборном коллекторе. Анализ собранного материала проводится в стационарной лаборатории методом индуктивно-связанной плазмы.

На рис. 11 приведены результаты газовой съёмки на никель-медном месторождении Лашуйся (Lashuixia) в провинции Цинхай в Китае [17]. Никель-медные рудные тела месторождения находятся в слепом залегании, перекрыты плотными песчаниками и сланцами мощностью от 50 до 300 м. По результатам геохимической съёмки они отчётливо фиксируются высококонтрастными ореолами меди, никеля, кобальта и других сопутствующих им элементов.

Как видно из рисунка, содержания металлов в почвенной атмосфере над погребёнными рудными телами многократно превышают местный геохимический фон. Этот метод поисковых работ используется китайскими геохимиками для оценки рудоносности тер-

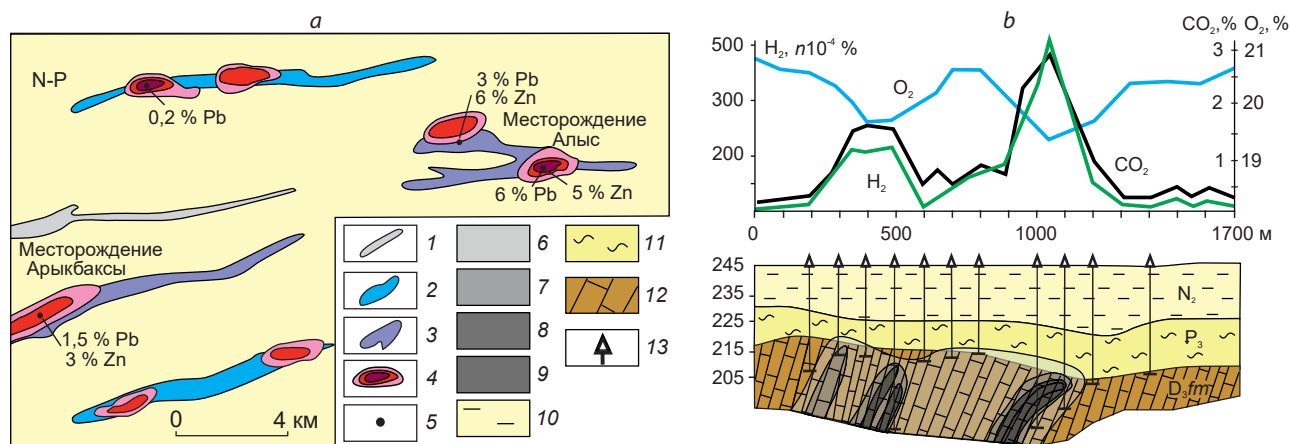


Рис. 10. Атмохимические и наложенные литохимические ореолы над погребёнными рудными объектами (a) и геологический разрез по линии скважин, пробуренных для оценки атмохимической аномалии над месторождением Алыс (b). Восточный борт Тургайского прогиба (Казахстан) [4]:

ореолы: 1 – CO₂; 2 – CO₂, CH₄; 3 – CO₂, CH₄, H₂, O₂; 4 – Pb · Zn · Ag; 5 – разведочный профиль; содержание, Zn, %: 6 – 0,1–0,5; 7 – 0,5–1,0; 8 – 1–2; 9 – >2; 10 – глины; 11 – песчаные глины; 12 – известняки; 13 – скважины

Fig. 10. Atmochemical and superimposed lithochemical haloes over buried ore objects (a) and lymphoid sections along the line of wells drilled to assess the atmochemical anomaly over the Alys deposit (b). Eastern side of the Turgai trough (Kazakhstan) [4]:

halos: 1 – CO₂, 2 – CO₂, CH₄, 3 – CO₂, CH₄, H₂, O₂, 4 – Pb · Zn · Ag; 5 – exploratory profile; Zn content, %: 6 – 0,1–0,5; 7 – 0,5–1,0; 8 – 1–2; 9 – >2; 10 – clay; 11 – sandy clay; 12 – limestone; 13 – wells

риторий, прилегающих к месторождениям с истощаемыми запасами.

Данный способ поисков, как и все атмохимические методы, весьма трудоёмок, а его результативность во многом зависит от метеорологических условий на момент выполнения работ. Тем не менее, он – единственный прямой метод атмохимических поисков, позволяющий до проведения буровых работ оценивать природу выявляемых геохимических аномалий. Несомненно, что дальнейшее совершенствование метода будет связано с совершенствованием лазерных анализаторов, позволяющих фиксировать металлоорганические соединения в земной атмосфере.

Заключение. Сокращение фонда месторождений, выходящих на современную эрозионную поверхность, делает необходимым развивать и совершенствовать методы поисков рудных объ-

ектов, залегающих на глубине в толще коренных пород. Решение этой задачи достигается совершенствованием технологий выделения аномальных геохимических полей, сформировавшихся в результате вертикальной миграции рудных элементов и сопутствующих им компонентов из глубинных источников. Методы поисков по наложенным ореолам разработаны и применены на практике российскими геохимиками в середине прошлого века. Как показывает обзор информационных потоков по геохимическим поискам, число работ по этому направлению поисковой геохимии неуклонно растёт в России и за рубежом и становится сопоставимым с поисками по вторичным ореолам и потокам рассеяния.

Поиски скрыто-погребённых месторождений ориентированы на выявление газовых ореолов косвенных индикаторов оруденения (He,

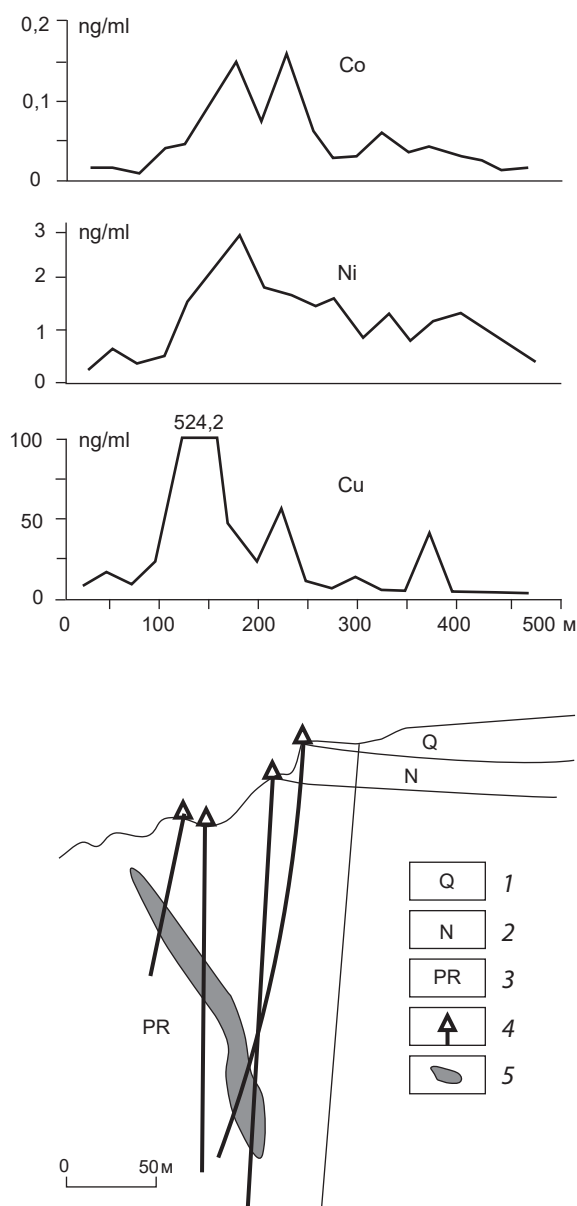


Рис. 11. Распределение металлов по данным опробования подпочвенной атмосферы над медно-никелевым месторождением Лашуйся, Китай [17]:

1 – лёссы; 2 – песчаники; 3 – кварцевые сланцы; 4 – скважины; 5 – рудное тело

Fig. 11. Distribution of metals based on the sampling of the subsoil atmosphere over the copper-nickel deposit of Lashuixia, China [17]:

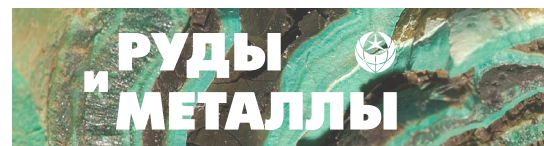
1 – loess; 2 – sandstone; 3 – quartz shale; 4 – wells; 5 – orebody

H_2 , CO_2 , CH_4 , Hg, галогены и др.) и литохимических ореолов главных рудообразующих элементов (Au, U, Pb, Zn, Cu и др.). Данные опытно-методических работ на многих месторождениях различного генезиса позволяют предположить, что образование ореолов этих двух групп компонентов рудообразующей среды протекает по единому механизму. Совместная миграция кластеров металлов и газов к дневной поверхности в итоге обуславливает их разгрузку в атмосферу, вследствие чего в приземном слое воздуха образуются атмосферические ореолы подобно тому, как это зафиксировано для йода и ртути. Такой подход к постановке поисковых работ позволит сократить влияние технических погрешностей, связанных с воздействием на состав подземной атмосферы бурения скважин и принудительного пробоотбора. Данные изучения динамики газообмена пород с атмосферой показывают, что распределение содержания газов по глубине в приповерхностном слое земли периодически изменяется в зависимости от метеоусловий, что обуславливает плохую воспроизводимость первичных и повторно-контрольных наблюдений на выявленных аномалиях, тогда как их содержание на границе раздела земля–воздух постоянно. Воздушные потоки увеличивают площадь аномальной области, уменьшая среднее содержание газовых индикаторов, однако продуктивность газовых ореолов остаётся постоянной.

Развитие аналитической техники позволяет предположить, что в недалёком будущем для обнаружения погребённых рудных месторождений по их газовым ореолам в приземном слое атмосферы будет использоваться аналитическая аппаратура, подобная лидарам и корреляционным спектрометрам. В настоящее время лидары с дифференциальным поглощением активно применяются для мониторинга состава атмосферы.

Список литературы

1. Алексеев С. Г., Ворошилов Н. А., Вешев С. А., Штокаленко М. Б. Опыт использования наземных ореолов рассеяния при прогнозе

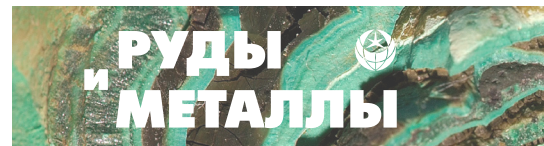


- и поисках месторождений на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 4–5. – С. 93–99.
2. Воробьёв С. А., Симакин А. Г. Миграция газов в атмосферических ореолах рассеяния // Вестник Московского государственного университета. Серия Геология. – 1986. – № 2. – С. 47–55.
 3. Воробьёв С. А. Структура и состав наложенных ореолов погребённых трубок Алаakit-Мархинского кимберлитового поля (Якутия). – М. : ИМГРЭ, 2013. – С. 368–378.
 4. Досанова Б. А., Колесников В. Н., Воробьёв С. А. Атмосферические поиски погребённых месторождений // Разведка и охрана недр. – 1979. – № 1. – С. 23–26.
 5. Дудик А. М., Воробьёв С. А. Структура геохимического поля акватории Прикерченского шельфа Чёрного моря в районе Субботинского нефтяного месторождения. Тезисы докладов Всероссийской научно-практической конференции «Региональные геохимические работы как основа для оценки рудоносности и нефтегазосности территории». – М. : ИМГРЭ, 2015. – С. 41–42.
 6. Мильяев С. А., Чекваидзе В. Б. Соотношения вторичных ореолов рассеяния и ионно-потенциметрических аномалий в сложных ландшафтно-геологических условиях // Разведка и охрана недр. – 2013. – С. 73–77.
 7. Мильяев С. А., Кряжев С. Г., Виленкина Ю. В. Поиски полиметаллических месторождений в сложных ландшафтно-геологических обстановках по наложенным ореолам рассеяния // Разведка и охрана недр. – 2019. – № 1. – С. 39–45.
 8. Соколов С. В., Марченко А. Г., Макарова Ю. В. Геологическая эффективность геохимических поисков методом анализа сверхтонкой фракции // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 4–5. – С. 54–58.
 9. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. – М. : Недра, 1990. – 336 с.
 10. Трофимов Н. Н., Рычков А. И. Геохимические поиски рудных месторождений по газовым ореолам йода // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия Инженерные исследования. – 2010. – № 1. – С. 45–50.
 11. Cao J. Migration mechanisms of gold nanoparticles explored in geogas of the Hetai ore district, southern China // *Geochemical Journal*. – 2011. – Vol. 45. – P. 9–13.
 12. Cao J., Li Y. K., Tao Jiang, Guai Hu. Sulfur-containing particles emitted by concealed sulfide ore deposits: an unknown source of sulfur-containing particles in the atmosphere // *Supplement of Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2015. – № 15. – P. 6959–6969.
 13. Lafleur P. Cost-effective helium surveys in uranium exploration. – 2014. – URL : <https://www.gasoilgeochem.com/helium.html>.
 14. Lintern M. J. Natural gold particles in Eucalyptus leaves and their relevance to exploration for buried gold deposits // *Nature Communications*. – Doi: 10.1038/ncomms3614.
 15. Mann A. W. Ligand Based Soil Extraction Geochemistry // *Proceedings of Exploration. Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. – 2007. – P. 281–289.
 16. Wang X., Lu Y., Xuejing X. Dynamic collection of geogas and its preliminary application in the search for buried deposits (in Chinese) // *Geophysical and Geochemical Exploration*. – 1995. – Vol. 19, I. (3). – P. 161–171.
 17. Wei X., Cao J., Holub R. F., Hopke P. K., Zha S. TEM study of geogas-transported nanoparticles from the Fankou lead zinc deposit. Guangdong Province, South China // *Journal Exploration*. – 2013. – № 128. – P. 124–135.
 18. Zhang J., Cheng Z. Z., Lun Z. Y. [et al.]. Soil Air Carbon Dioxide, Sulphur Dioxide and Hydrogen Sulfide Measurements as a Guide to Concealed Mineralization // *Geological Science and Technology Information*. – 2016. – Vol. 35 (4). – P. 12–17.
 19. Zhou S. C., Liu X. H., Tong C. H. [et al.] Application Research of Geogas Survey in Prospecting Concealed Ore // *Acta Geologica Sinica*. – 2014. – Vol. 88 (4). – P. 736–754.

References

1. Alekseev S. G., Voroshilov N. A., Veshev S. A., Shtokalenko M. B. Opyt ispol'zovaniya nalozhennykh oreolov rasseyaniya pri prognoze i poiskakh mestorozhdenii na zakrytykh territoriyakh [Experience of using superimposed scattering halos in forecasting and prospecting for deposits in closed

- territories], *Razvedka i okhrana nedr [Prospect and protection of mineral resources]*, 2008, No 4–5, pp. 93–99. (In Russ.).
2. Vorobyev S. A., Simakin A. G. Migratsiya gazov v atmokhimicheskikh oreolakh rasseyaniya [Migration of gases in atmochemical scattering halos], *Vestnik Moskovskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya 4. Geologiya [Moscow University Bulletin. Series 4. Geology]*, 1986, No 2, pp. 47–55. (In Russ.).
 3. Vorobyev S. A. Struktura i sostav nalozhennykh oreolov pogrebennykh trubok Alakit-Markhinskogo kimberlitovogo polya (Yakutiya) [Structure and composition of super-imposed halos of buried tubes of the Alakit-Markhinsky kimberlite field (Yakutia)], Moscow, IMGRE Publ., 2013, pp. 368–378.
 4. Dosanova B. A., Kolesnikov V. N., Vorobyev S. A. Atmokhimicheskie poiski pogrebennykh mestorozhdenii [Atmochemical searches of buried deposits], *Razvedka i okhrana nedr [Prospect and protection of mineral resources]*, 1979, No 1, pp. 23–26. (In Russ.).
 5. Dudik A. M., Vorobyev S. A. Struktura geokhimicheskogo polya akvatorii Prikerchenskogo shel'fa Chernogo morya v raione Subbotinskogo neftyanogo mestorozhdeniya. Tezisy dokladov Vserossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii «Regional'nye geokhimicheskie raboty kak osnova dlya otsenki rudonosnosti i neftegazonosnosti territorii» [The structure of the geochemical field of the water area of the Prikerchensky shelf of the Black Sea in the area of the Subbotinsky oil field. Abstracts of the reports of the All-Russian scientific and Practical conference «Regional geochemical work as a basis for assessing the ore and oil and gas potential of the territory»], Moscow, IMGRE Publ., 2015, pp. 41–42.
 6. Milyaev S. A., Chekvaidze V. B. Sootnosheniya vtorichnykh oreolov rasseyaniya i iono-potentsiometricheskikh anomalii v slozhnykh landshaftno-geologicheskikh usloviyakh [Ratios of secondary scattering halos and ion-potentiometric anomalies in complex landscape-geological conditions], *Razvedka i okhrana nedr [Prospect and protection of mineral resources]*, 2013, pp. 73–77. (In Russ.).
 7. Milyaev S. A., Kryazhev S. G., Vilenkina Yu. V. Poiski polimetallicheskikh mestorozhdenii v slozhnykh landshaftno-geologicheskikh obstanovkakh po nalozhennym oreolam rasseyaniya [Search for polymetallic deposits in complex landscape-geological settings by superimposed scattering halos], *Razvedka i okhrana nedr [Prospect and protection of mineral resources]*, 2019, No 1, pp. 39–45. (In Russ.).
 8. Sokolov S. V., Marchenko A. G., Makarova Yu. V. Geologicheskaya effektivnost' geokhimicheskikh poiskov metodom analiza sverkh-tonkoi fraktsii [Geological efficiency of geochemical prospecting by the method of hyperfine fraction analysis], *Razvedka i okhrana nedr [Prospect and protection of mineral resources]*, 2008, No 4–5, pp. 54–58. (In Russ.).
 9. Spravochnik po geokhimicheskim poiskam poleznykh iskopaemykh [Handbook of geochemical prospecting of minerals], Moscow, Nedra Publ., 1990, 336 p.
 10. Trofimov N. N., Rychkov A. I. Geokhimicheskie poiski rudnykh mestorozhdenii po gazovym oreolam ioda [Geochemical searches of ore deposits by gas halos of iodine], *Vestnik Rossiiskogo universiteta druzhby narodov. Seriya Inzhenernye issledovaniya [Bulletin of the Peoples' Friendship University of Russia. Engineering Research Series]*, 2010, No 1, pp. 45–50. (In Russ.).
 11. Cao J. Migration mechanisms of gold nano-particles explored in geogas of the Hetai ore district, southern China, *Geochemical Journal*, 2011, V. 45, pp. 9–13.
 12. Cao J., Li Y. K., Tao Jiang, Guai Hu. Sulfur-containing particles emitted by concealed sulfide ore deposits: an unknown source of sulfur-containing particles in the atmosphere, *Supplement of Atmospheric Chemistry and Physics*, 2015, No 15, pp. 6959–6969.
 13. Lafleur P. Cost-effective helium surveys in uranium exploration, 2014, URL: <https://www.gasoil-geochem.com/helium.html>.
 14. Lintern M.J. Natural gold particles in Eucalyptus leaves and their relevance to exploration for buried gold deposits, *Nature Communications*, DOI: 10.1038/ncomms3614.
 15. Mann A. W. Ligand Based Soil Extraction Geochemistry, *Proceedings of Exploration. Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 2007, pp. 281–289.
 16. Wang X, Lu Y., Xuejing X. Dynamic collection of geogas and its preliminary application in the search for buried deposits (in Chinese), *Geophysical and Geochemical Exploration*, 1995, V. 19, I. (3), pp. 161–171.



17. Wei X., Cao J., Holub R. F., Hopke P. K., Zha S. TEM study of geogas-transported nanoparticles from the Fankou lead zinc deposit. Guangdong Province, South China, *Journal Exploration*, 2013, No 128, pp. 124–135.
18. Zhang J., Cheng Z. Z., Lun Z. Y. [et al.] Soil Air Carbon Dioxide, Sulphur Dioxide and Hydrogen Sulfide Measurements as a Guide to Concealed Mineralization, *Geological Science and Technology Information*, 2016, V. 35 (4), pp. 12–17.
19. Zhou S. C., Liu X. H., Tong C. H. [et al.] Application Research of Geogas Survey in Prospecting Concealed Ore, *Acta Geologica Sinica*, 2014, V. 88 (4), pp. 736–754.

Авторы

Воробьёв Сергей Андреевич

кандидат геолого-минералогических наук,
доцент¹
vorobjov@geol.msu.ru

Миляев Сергей Анатольевич

кандидат геолого-минералогических наук,
ведущий научный сотрудник²
milyaev@tsnigri.ru

¹ Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

² ФГБУ «Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов», г. Москва, Россия

Authors

Sergey A. Vorobyev

PhD
Docent¹
vorobjov@geol.msu.ru

Sergey A. Milyaev

PhD
Leading Researcher²
milyaev@tsnigri.ru

¹ Lomonosov Moscow State University,
Moscow, Russia

² Central Research Institute of Geological Prospecting
for Base and Precious Metals (FSBI TsNIGRI),
Moscow, Russia

Новые данные по минералогии золото-сульфидного типа руд месторождения Каральвеем, Чукотка

New data on the mineralogy of the gold-sulfide ore type of the Karalveem deposit, Chukotka

Максаров Р. А., Прокопьев И. Р.,
Дорошкевич А. Г., Редин Ю. О.,
Малютина А. В.

Maksarov R. A., Prokopiev I. R.,
Doroshkevich A. G., Redin Yu. O.,
Malyutina A. V.

В работе приведены результаты минералогического исследования руд месторождения Каральвеем на северо-востоке России (Центральный и Русловый участки). Золотое оруденение представлено двумя типами руд: золото-кварц-арсенопиритовым (кварцевые жилы с самородным золотом и сульфидной минерализацией) и золото-сульфидным (метасоматиты) в габбродолеритах. В большинстве образцов наблюдается совмещение обоих типов руд, в результате чего особый интерес приобретают комплексные руды. В рудах основным минералом является арсенопирит, к второстепенным и аксессуарным относятся пирит, рутил, ильменит, галенит, халькопирит, монацит, сфалерит и самородное золото. Самородное золото в кварц-сульфидных жилах и золото-сульфидном типе руд присутствует в свободной форме в виде микропрожилков и микронных обособлений в основной массе породы, микровключений в сульфидах. Минералы обоих типов руд характеризуются схожим химическим составом: пробность золота в золото-сульфидном типе составляет 870–900 ‰, в жилах – 840–910 ‰. Редкоэлементный состав пирита и арсенопирита из метасоматитов и кварцевых жил также показывает схожие значения. На основании этого был сделан вывод, что продуктивность золото-сульфидных и золото-кварц-арсенопиритовых руд обусловлена единым импульсом.

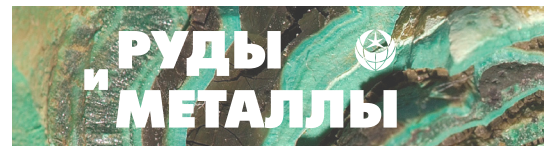
Ключевые слова: месторождение Каральвеем, самородное золото, рудные зоны и жилы, типы руд, минеральный состав, сульфиды.

In this paper, we present the results of a mineralogical study of the ores of the Karalveem deposit in the northeast of Russia (Central and Ruslovy areas). Gold mineralization is characterized by two types of ores: gold-quartz-arsenopyrite (quartz veins with native gold and sulfide mineralization) and gold-sulfide (metasomatites) in gabbrodolerite. In most samples, both types of ores are combined, making these complex ores of particular interest. The main ore mineral is arsenopyrite; secondary and accessory minerals include pyrite, rutile, ilmenite, galena, chalcopyrite, monazite, sphalerite, and native gold. Native gold in quartz-sulfide and gold-sulfide ore types is present in a free form as microveinlets, micron-size segregations in the host rock, or as microinclusions in sulfides. Both ore types are characterized by the similar chemical composition of ore minerals: the fineness of gold in the gold-sulfide type is 870–900 ‰, in veins – 840–910 ‰. The trace element composition of pyrite and arsenopyrite from metasomatites and quartz veins is also alike. Based on this, it was concluded that the productivity of gold-sulfide and gold-quartz-arsenopyrite ores was formed by a single impulse.

Keywords: Karalveem deposit, native gold, ore zones and veins, ore types, mineral composition, sulfides.

Для цитирования: Максаров Р. А., Прокопьев И. Р., Дорошкевич А. Г., Редин Ю. О., Малютина А. В. Новые данные по минералогии золото-сульфидного типа руд месторождения Каральвеем, Чукотка. Руды и металлы. 2022. № 1. С. 24–43. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10002.

For citation: Maksarov R. A., Prokopiev I. R., Doroshkevich A. G., Redin Yu. O., Malyutina A. V. New data on the mineralogy of the gold-sulfide ore type of the Karalveem deposit, Chukotka. Ores and metals, 2022, № 1, pp. 24–43. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10002.



Введение. Северо-восточная часть России – основная область, в которой ежегодно производится до 70 % общей добычи золота из россыпных и коренных месторождений, запасы которых стремительно сокращаются. Вместе с тем в этом регионе значительны потенциал и перспективы открытия новых золоторудных месторождений и рудопроявлений, поэтому необходимо использовать высокоточные фундаментальные научные геологические исследования, в том числе последовательности минералообразования и минеральных равновесий, распределения рудных компонентов. Эти исследования позволяют реконструировать процесс генезиса руд, использовать полученную информацию в качестве поисковых критериев, а также являются важной основой для разработки технологии извлечения полезных компонентов из руд, переработки минерального сырья и освоения имеющихся ресурсов.

Пояса золото кварцевого типа месторождений (такие как Аллах-Юньский, Верхоянский, Куларский, Чукотский, Яно-Колымский), расположенные в складчатых зонах, обрамляющих Сибирский кратон и древние террейны, – ключевые в металлогении северо-востока России. Их исследованию множество авторов (В. Д. Аксёнова, В. А. Амузинский, Ю. А. Билибин, С. И. Гавриков, Г. Н. Гамянин, М. Л. Гельман, В. И. Гончаров, Н. А. Горячев, Н. М. Давиденко, Ю. П. Ивенсен, А. И. Калинин, М. И. Кобычев, Ю. М. Новожилов, Л. Н. Пляшкевич, И. С. Рожков, П. И. Скорняков, Б. А. Снятков, Л. А. Снятков, О. А. Сустанов, Л. В. Фирсов, Н. И. Чемоданов, Н. А. Шило и многие другие) посвятили свои работы, в которых рассматриваются геологическое строение месторождений и закономерности их локализации, минералогическая и геохимическая характеристика руд, вопросы генезиса оруденения.

Одним из значимых месторождений золото кварцевого типа в пределах Чукотского пояса является месторождение Каральвеем, открытое в 1957 г. А. М. Авдеевым. Опубликованные данные о геологии месторождения, локализации золото кварцевых жил и минеральном составе руд были представлены в работах [3–6, 8–10, 12]. Возраст оруденения

(определён К-Ag методом по мусковиту, Pb-Pb методом по галениту) находится в интервале 130–96 млн лет [5]. В последние годы появились данные о проявлении на месторождении наряду с золото кварцевым золото-сульфидного метасоматического типа руд [7]. Авторы дали геохимическую и минералогическую характеристики руд участков месторождения Безымянный и Промоина и оценили параметры флюидного режима золото кварцевого типа руд. В данной статье приведены результаты минералогического изучения золото-сульфидных метасоматических руд Центрального и Руслового участков, проведено их сопоставление с золото кварцевыми рудами месторождения, даны результаты LA ICP-MS исследования пирита и арсенопирита из обоих типов руд, что позволило обосновать этапность образования месторождения.

Геологическая характеристика. Географически месторождение Каральвеем располагается в бассейне р. Малый Анюй в центральной части Кэпэрвеевской гряды Анюйского нагорья. Месторождение как часть Каральвеевского рудного поля находится в пределах Анюйского субтеррейна Чукотского террейна (рис. 1), который рассматривается как фрагмент палеозойско-раннемезозойской пассивной окраины [2].

Схема геологического строения месторождения представлена на рис. 2. Исследуемый район представляет собой антиклинальную складку с крутым падением на юго-запад. В пределах месторождения широко развиты продольные по отношению к складчатости разрывы северо-западной ориентировки и поперечные разрывы северо-восточного и субширотного направлений (см. рис. 2). Наиболее крупное из северо-западных разрывных нарушений – Каральвеевский разлом, ограничивающий месторождение с северо-востока.

Осадочные образования месторождения представлены непрерывным разрезом триасовых отложений (кепервеевская и пауктуваамская свиты) общей мощностью до 2900 м. Песчаники, алевролиты, кремнисто-хлоритовые, серицито-хлоритовые, глинистые сланцы кепервеевской свиты характери-

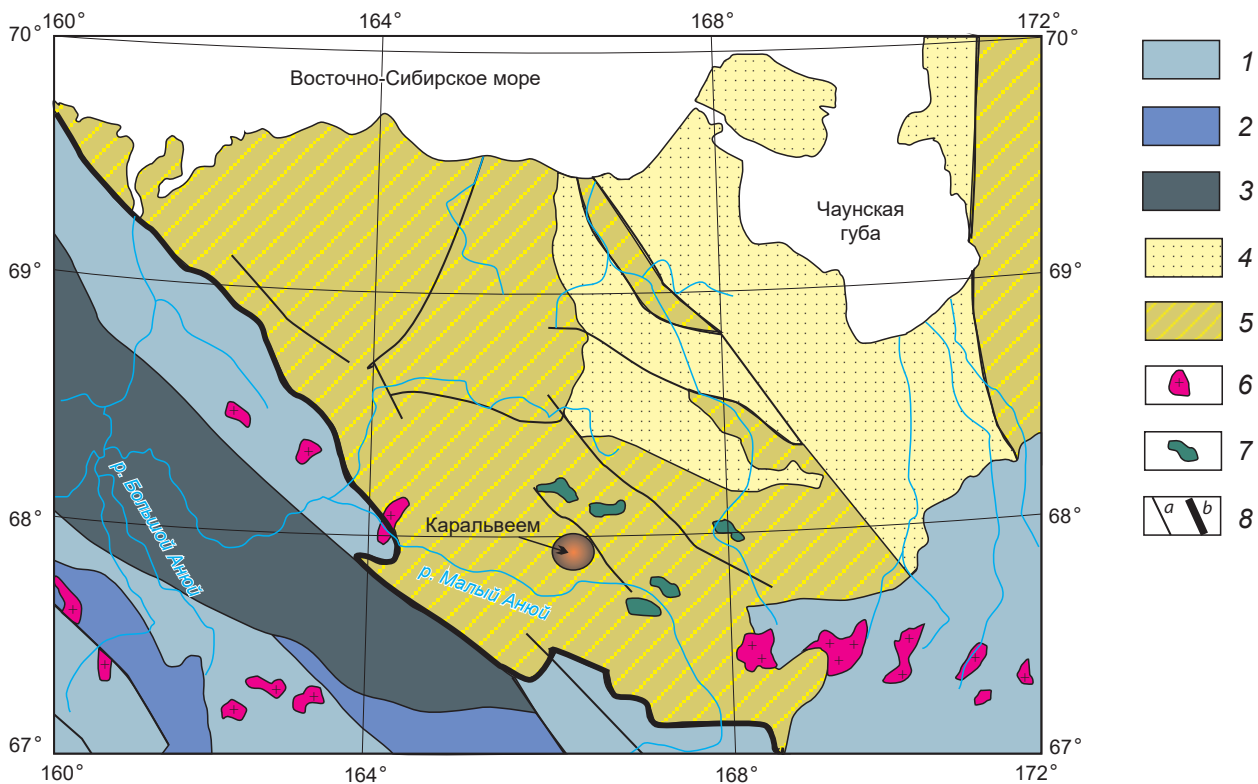


Рис. 1. Тектоническое положение месторождения Каральвеем, по [1]:

1 – вулканические островодужные комплексы, J_3 – K ; 2 – комплексы краевых морей и междугловых прогибов, T – J_2 ; 3 – Южно-Ануйский аккреционный блок; 4 – молассовые комплексы, J_3 – K_1 ; 5 – комплексы Арктического континента, PZ_3 – J_1 ; 6 – граниты, J_2 – K_1 ; 7 – долериты, габбро и ультрабазиты T_{1-2} – K_1 (?); 8 – разломы (a) и коллизионный шов (b)

Fig. 1. Tectonic position of the Karalveem deposit, according to [1]:

1 – volcanic island-arc complexes, J_3 – K ; 2 – complexes of marginal seas and interarc troughs, T – J_2 ; 3 – South Anyui accretion block; 4 – molasse complexes, J_3 – K_1 ; 5 – complexes of the Arctic continent, PZ_3 – J_1 ; 6 – granites, J_2 – K_1 ; 7 – dolerites, gabbro, and ultramafic, T_{1-2} – K_1 (?); 8 – faults (a) and collision seam (b)

зуются зеленокаменным обликом, обусловленным появлением хлорита и эпидота, и наличием в песчаниках и алевролитах карбонатных стяжений и конкреций. Ритмично переслоенные песчаники и сланцы пауктуваамской свиты имеют тёмно-серую или чёрную окраску, что связано с присутствием в их составе углистого вещества.

Осадочные отложения субсогласно или косослоисто прорываются ранне-среднетриасовыми силлами и дайками долеритов, габбро-долеритов, которые протягиваются непрерыв-

ной полосой северо-западного простирания через всё месторождение (см. рис. 2). В поле также отмечаются редкие дайки раннемеловых (?) диоритов.

Рудные тела месторождения представлены кварцевыми жилами, локализующимися преимущественно в долеритах в трещинах различных направлений. Как правило, жилы расположены в области висячего контакта субпластовых тел долеритов, выходя за их пределы во вмещающие осадочные отложения на незначительное расстояние. Отдель-

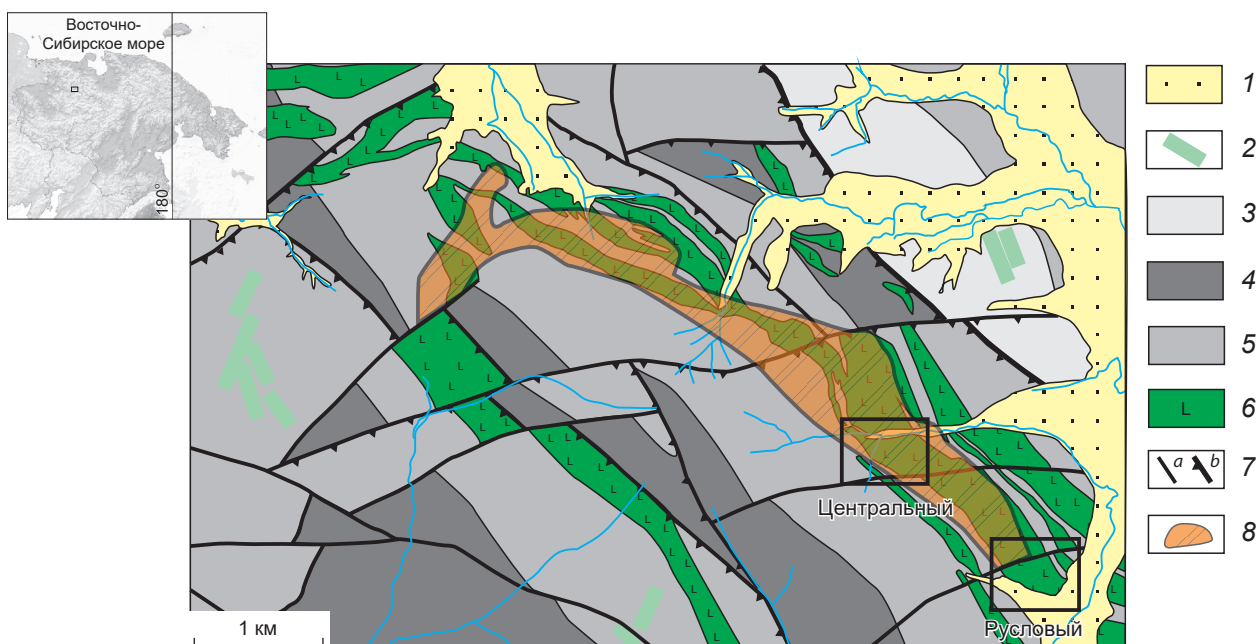


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Каральвеем и расположение участков исследования (Центральный и Русловый):

1 – современные аллювиальные отложения (галечник, гравий, песок); 2 – дайки диоритов, K_1 ; 3 – отложения пауктуваамской свиты (песчаники, алевролиты, сланцы углистые), T_3 ; отложения кепервеевской свиты: 4 – верхняя, 5 – нижняя подсвиты (песчаники, алевролиты, карбонатные стяжения), T_1 ; 6 – силлы, дайки долеритов, габбродолеритов, T_{1-2} ; 7 – сбросы (a), взбросы (b); 8 – контур рудной зоны

Fig. 2. Scheme of the geological settings of the Karalveem deposit and the location of the study areas (Central and Ruslov sections):

1 – modern alluvial deposits (pebble, gravel, sand); 2 – diorite dikes, K_1 ; 3 – deposits of the Paktuvaam Formation (sandstones, siltstones, carbonaceous shales), T_3 ; deposits of the Keperveemskaya suite, upper (4) and lower (5) subformations (sandstones, siltstones, carbonate nodules), T_1 ; 6 – sills, dikes of dolerites, gabbrodolerites, T_{1-2} ; 7 – faults (a), thrusts (b); 8 – contour of the ore zone

ные золоторудные жилы контролируются дайками микродиоритов, располагаясь параллельно последним.

На участке Русловый рудные тела образуют продольные жилы, приуроченные к трещинам скалывания северо-западного простирания. Мощность жил варьируется от 0,2 до 4 м. Они прослеживаются по простиранию на расстояние от сотен метров до 1 км. В осадочных породах их мощность резко уменьшается и на расстоянии первых метров от контакта с долеритами они переходят в зоны прожилкового окварцевания. Поперечные жилы в трещинах

отрыва прослеживаются на меньшее расстояние, но являются более мощными. Морфология рудных тел осложнена чередованием пережимов и раздувов, наличием ксенолитов вмещающих пород, переходами жил по простиранию и падению в прожилковые зоны, а также присутствием апофиз и сочленений разноориентированных жил. Контакты жил с вмещающими породами чёткие, волнистые, извилистые, иногда тектонически сорванные. Околорудные изменения проявлены в лиственитизации долеритов, габбродолеритов мощностью до 5 м. Переходы от изменённых по-

род жильных зон к неизменённым достаточно резкие. Осадочные породы в зальбандах жил хлоритизированы, карбонатизированы (до 0,5 м).

На участке Центральный рудные тела представлены двумя морфологическими типами: кварцевыми жилами, аналогичными жилам на участке Русловый, и прожилковыми рудными зонами (метасоматиты по габбродолеритам). Зоны прожилкования, выполняющие оперяющие трещины отрыва, локализованы между поверхностями сместителей субширотных разрывных нарушений, по которым происходили дорудные сдвиго-взбросовые перемещения. Для участка Центральный характерны в основном субполюгие и пологозалегающие (до 15°) рудные тела преимущественно юго-западного падения, представленные как жилами, так и жильно-прожилковыми зонами. Зоны прожилкования образуют в габбродолеритах и песчаниках сеть многочисленных кварцевых прожилков северо-западного простирания с довольно крутым (35–45°) падением на северо-восток. Мощность прожилковых зон достигает 25 м при протяжённости до 100 м.

Методы исследований. Исследования соотношений минералов, распределения рудных компонентов в пределах минералов и минеральных включений в них проводились с помощью электронного сканирующего микроскопа с энергодисперсионным спектрометром (EDS) MIRA 3 LMU (система микроанализа INCA Energy 450 XMax-80). Условия EDS-анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток электронного пучка – 1,5 нА, время набора спектров – 20–40 с. В качестве образцов сравнения для большинства элементов использовались простые химические соединения и металлы: SiO₂ (Si, O), Al₂O₃ (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), BaF₂ (Ba, F), Ca₂P₂O₇ (P), Ti, Nb, Zr, Fe, Mn, Zn и др. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся металлический Co. Химический состав рудных минералов определялся на электронных микрозондах в режиме волновой дисперсии (WDS): CAMEBAX-Micro и JEOL JXA-8100. Условия WDS-анализа: уско-

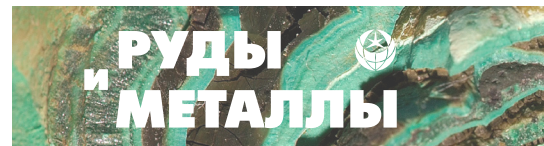
ряжающее напряжение – 20 кВ, ток – 20–40 нА, размер пучка – 2 мкм. Пределы обнаружения (мас. %): Fe – 0,026; As – 0,06; S – 0,012; Ni – 0,031; Co – 0,03; Sb – 0,034; Cu – 0,04; Au – 0,051. Исследования выполнены на базе сертифицированного Аналитического центра коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

Измерение микроэлементного состава в пирите и арсенопирите проводилось на ICP-MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для LA NWR 213 (ESI), размещённых в помещении класса чистоты ИСО 7 в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Описание методики измерения приведено в работе [11]. Результаты обрабатывались в программе GLITTER V4.4. с применением внутреннего стандарта FeO, в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NIST SRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612). Диаметр кратера – 25 или 50 мкм.

Вещественная характеристика руд

Золото-сульфидные руды в габбродолеритах. Особенностью рудной минерализации золото-сульфидных руд в габбродолеритах является совмещение двух типов минерализации – собственно габбродолеритовой и гидротермально-метасоматической. При этом, как отмечено ранее, в рудоносных метасоматитах присутствуют секущие золото-кварц-арсенопиритовые прожилки и жилы.

Основные магматические минералы габбродолеритов – плагиоклаз (50–55 %), клинопироксен (порядка 35 %), апатит и калиевый полевой шпат (5–10 %); в породе также присутствуют стекловатый мезостази (3–5 %) и рудные минералы (порядка 2–5 %). Порода сильно изменена; вторичные минералы представлены карбонатом, альбитом, хлоритом, мусковитом, кварцем и эпидотом. Среди акцессорных минералов установлены циркон, титанит, бадделейт, рутил, монацит и ксенотим. Структура изменённых габбродолеритов – мелко-среднезернистая, офитовая, габбро-офитовая; текстура породы – массивная до трахитоидной.



В золотоносных метасоматитах породообразующие минералы габбродолеритов практически полностью замещены вторичными минералами, образуя эпидот-кварц-альбит-хлорит-мусковит-карбонатный мелко-среднезернистый агрегат с редкой вкрапленностью рудных минералов (2–5 %).

Основными рудными минералами габбродолеритов являются ильменит, магнетит, пирротин. На этапе гидротермального преобразования габбродолеритов происходило образование таких рудных минералов, как арсенопирит, пирит, халькопирит, рутил, кобальтин, глаукоdot, сфалерит, марказит, самородное золото и галенит (рис. 3).

Пирит и арсенопирит (см. рис. 3, *a, b, d, g–i*) формируют микропрожилки и вкрапленные микро-среднезернистые агрегаты в нерудной массе метасоматически изменённых габбродолеритов. Зёрна арсенопирита и пирита в большинстве случаев катаклазированы и образуют сростки и зернистые агрегаты неправильной формы. Размеры отдельных зёрен могут достигать первых миллиметров.

Арсенопирит из метасоматизированных габбродолеритов по химическому составу нестехиометричен, так же как и в золото-кварц-арсенопиритовых рудах. Арсенопирит характеризуется весьма узким диапазоном состава с содержанием As от 33,00 до 33,35 ат. % (среднее 33,18) и относится к сернистой разновидности $As / S < 1$ (As / S от 0,77 до 0,92, среднее 0,86) (табл. 1), что соответствует составу арсенопирита золоторудных месторождений Верхне-Колымского региона [10]. Концентрация Co варьируется от 25 до 400 ppm, содержания Ni низкие и не превышают 1 ppm (табл. 2). Отношения Co / Ni высокие и в среднем равны 2700. Концентрации таких халькофильных элементов, как Cu, Pb, Bi, Zn и Se невысокие, лишь содержание Sb достигает 525 ppm (см. табл. 2, рис. 4).

Пирит кристаллизуется в виде вкрапленных идиоморфных, изометрических, реже аллотриоморфных зёрен и микрозернистых агрегатов-вкрапленников в основной массе и арсенопирите. На некоторых участках пирит обростаёт марказитом (см. рис. 3, *g*). Пирит не содержит примеси Co и As (табл. 3, см. табл. 1).

Концентрация Co достигает 630 ppm, содержания Ni низкие и не превышают 2 ppm (см. табл. 3). Co / Ni отношения высокие (до 5700). Концентрации Bi, Sb, Zn и Se невысокие, Cu и Pb достигают сотен ppm (см. табл. 3).

Пирротин и халькопирит формируют аллотриоморфнозернистые агрегаты-вкрапленники в арсенопирите и также представлены прожилками и вкрапленными мелкозернистыми агрегатами в изменённых габбродолеритах (см. рис. 3, *a–c, g, h*). Пирротин содержит примесь Co (до 0,07 мас. %).

Гидротермально-метасоматический рутил не только замещает ильменит, но и также кристаллизуется в виде микропрожилков и аллотриоморфнозернистых агрегатов в ассоциации с сидеритом и гидротермальными сульфидами (халькопирит, пирротин и сфалерит), заполняет прожилки и межзерновое пространство в арсенопирите. Минерал, образующий агрегатные скопления, характеризуется повышенным содержанием Nb_2O_5 (до 8,2 мас. %), WO_3 (до 3,4 мас. %) и V_2O_5 (до 4,58 мас. %), а рутил, развивающийся по ильмениту, более низкими концентрациями примесей [8].

Сфалерит кристаллизуется в виде аллотриоморфно-, микро-среднезернистых агрегатов и микропрожилков в основной массе. Минерал находится в сростании с халькопиритом и пирротин, а также заполняет межзерновое пространство арсенопирита и пирита. В сфалерите присутствует эмульсионная вкрапленность зёрен халькопирита в виде продукта распада твёрдого раствора (см. рис. 3, *f*).

Самородное золото образует отдельные микронные вкрапленники округлой, неправильной, каплевидной форм в основной массе нерудных минералов, в пирите (см. рис. 3, *i*); в межзерновом пространстве, интерстициях и вдоль трещинных зон в арсенопирите (рис. 5, *a, b*), в виде микрозернистых агрегатов (сотни микрон) и микропрожилков в основной массе (см. рис. 5, *c, d*).

В ассоциации с золотом находятся сфалерит, пирит, халькопирит и пирротин. Однозначных пересечений поздних гидротермальных сульфидов и самородного золота в образцах не установлено. Характер границ рудных мине-

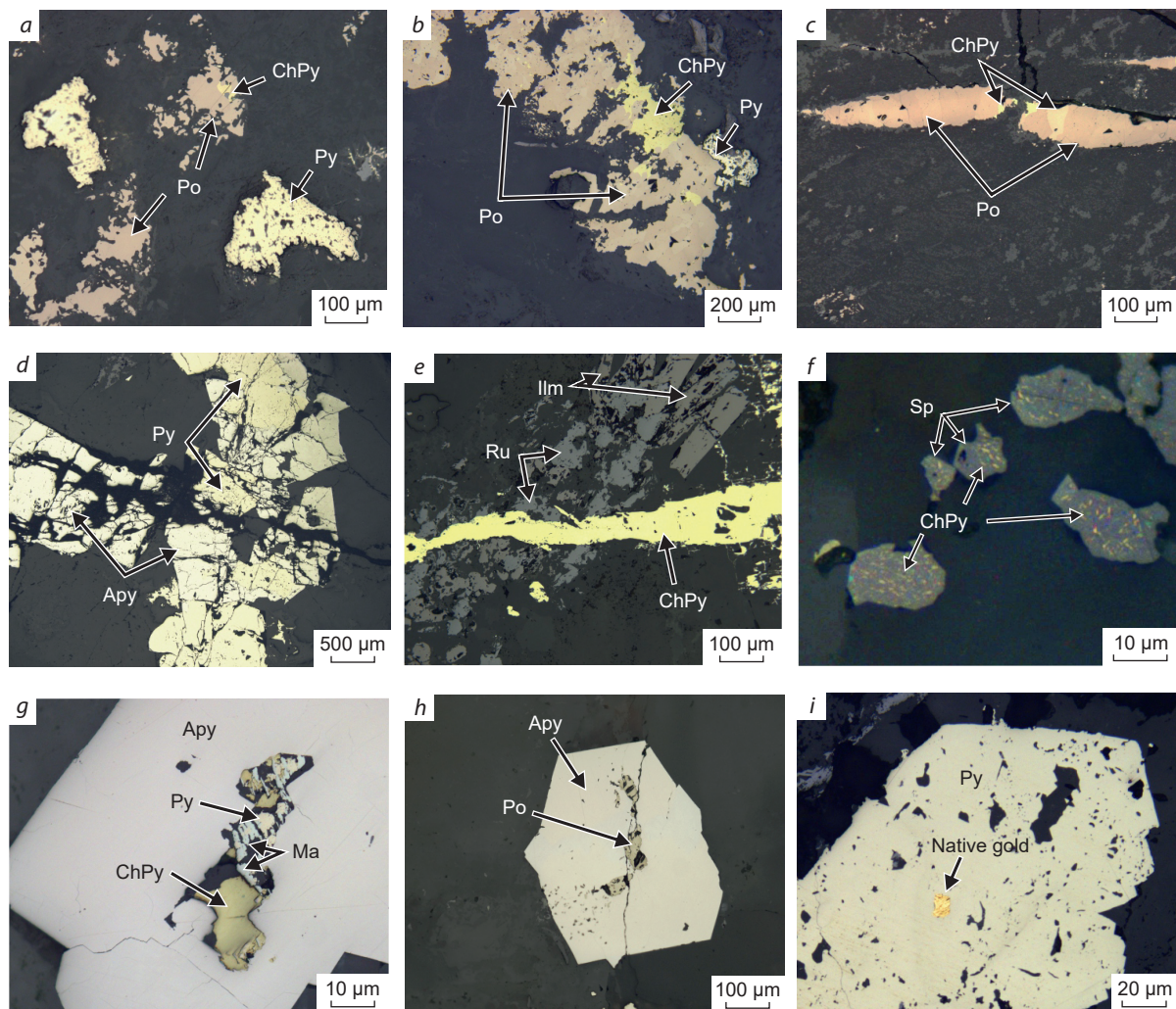


Рис. 3. Золото-сульфидная рудная минерализация в гидротермально-метасоматически изменённых габбродолеритах (фотографии минераграфических аншлифов):

Ab – альбит, Apy – арсенопирит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, ChPy – халькопирит, Ga – галенит, Ilm – ильменит, Ma – марказит, Native gold – самородное золото, Po – пирротин, Py – пирит, Qz – кварц, Ru – рутил, Sid – сидерит; Sp – сфалерит

Fig. 3. Gold-sulfide ore mineralization in hydrothermally-metasomatically altered gabbrodolerite (photographs of polished mounts in reflected light):

Ab – albite, Apy – arsenopyrite, Cal – calcite, Chl – chlorites, ChPy – chalcopyrite, Ga – galena, Ilm – ilmenite, Ma – marcasite, Po – pyrrhotite, Py – pyrite, Qz – quartz, Ru – rutile, Sid – siderite; Sp – sphalerite

ралов можно рассматривать как ростовой. В редких случаях наблюдается ксеноморфность выделения самородного золота по отношению к сульфидам. Таким образом, можно зафиксировать сравнительно позднее минералообразование самородного золота по отноше-

нию к арсенопириту. Хотя интерстициальное распределение золота и расположение вдоль трещинных зон, так же как и примесь золота в составе арсенопирита, могут указывать на перекристаллизацию золота из арсенопирита и близодновременное минералообразова-



Табл. 1. Представительные анализы химического состава арсенопирита и пирита из кварцевых жил и метасоматитов месторождения Каральвеем, мас. %

Table 1. Representative analyses of the chemical composition of arsenopyrite and pyrite from quartz veins and metasomatites of the Karalveem deposit, wt. %

Fe	As	S	Ni	Co	Sb	Cu	Au	Сумма
<i>Из кварцевых жил</i>								
34,82	44,86	20,12	0,03	0,05	0,07	0,00	0,00	99,95
34,79	46,60	20,23	0,00	0,04	0,04	0,00	0,07	101,81
34,99	46,57	20,20	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	101,88
34,85	45,69	20,30	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	100,90
34,74	46,58	20,23	0,00	0,05	0,03	0,00	0,06	101,69
35,09	45,40	20,90	0,00	0,03	0,01	0,00	0,06	101,49
34,65	45,89	20,39	0,00	0,06	0,07	0,00	0,06	101,12
46,37	0,00	53,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	99,46
46,52	0,00	53,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	99,60
46,40	0,00	52,60	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	99,02
46,78	0,03	52,91	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,73
46,33	0,04	52,60	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	99,01
<i>Из метасоматитов по габбродолеритам</i>								
35,76	41,75	23,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,66
34,81	43,97	21,72	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	100,56
34,85	44,86	20,83	0,00	0,03	0,02	0,00	0,06	100,65
35,39	44,12	21,84	0,00	0,02	0,03	0,00	0,06	101,46
35,37	42,97	22,58	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	100,98
34,62	44,93	21,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	100,66
46,77	0,01	53,39	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	100,19
46,30	0,04	52,78	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	99,17
46,49	0,05	53,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	99,61
46,66	0,01	53,24	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	99,96
45,91	0,08	52,36	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	99,40

ние самородного золота и более поздних сульфидов. Пробность самородного золота варьируется от 870 до 900 ‰ (рис. 6), а из примесей в значимых количествах установлено содержание Cu и Hg (табл. 4).

Наряду с самородным золотом в пирите, арсенопирите и пирротине присутствуют редкие микрозёрна-включения галенита неправильной формы, которые также образовались на поздних стадиях процессов гидротермаль-

ного минералообразования в рудах золотоносных метасоматитов.

Золото-кварц-арсенопиритовый тип. Минеральный состав кварцевых жил не отличается большим разнообразием. Основной нерудный минерал – кварц, второстепенные – кальцит, доломит и минерал группы хлорита. Главный рудообразующий минерал – арсенопирит, к второстепенным и аксессуарным относятся пирит, рутил, ильменит, галенит,

Табл. 2. Содержание редких элементов в арсенопирите из кварцевых жил и метасоматитов месторождения Каральвеем, ppm

Table 2. Trace element concentrations in arsenopyrite from quartz veins and metasomatites of the Karalveem deposit, ppm

V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Sn	Sb	Bi	Pb	Co / Ni
<i>Из кварцевых жил</i>											
2,00	0,43	273,6	0,02	31 048,00	44 621,00	99,4	0,56	791,5	7,0	44 755,00	16 423,00
0,30	0,75	88,0	0,07	21 916,00	0,81	49,0	0,81	109,1	44 655,00	44 635,00	1330,00
0,42	0,49	61,0	0,03	16 803,00	0,91	25,0	0,64	661,4	5,0	4,0	1916,00
17 533,00	44 563,00	903,9	0,02	22 647,00	18 264,00	44 633,00	41 275,00	707,7	44 595,00	7,0	45 195,00
42 005,00	44 574,00	108,4	0,01	0,63	0,81	44 757,00	0,60	893,0	44 808,00	44 743,00	10 843,00
30 317,00	44 835,00	389,2	0,02	44 714,00	44 866,00	44 696,00	0,45	141,7	44 816,00	44 599,00	22 951,00
0,21	0,20	177,1	17 288,00	0,20		38,0	0,08	231,7	0,8	44 682,00	32,00
0,18	0,19	128,8	35 096,00	0,18		32,0		233,5	44 593,00	44 744,00	43,00
0,14	0,25	306,0	13 971,00	21 186,00	0,45	44 645,00		202,9	0,9	44 653,00	70,00
0,25	0,31	315,4	27 515,00	0,23	0,17	44 760,00		152,8	0,6	44 805,00	55,00
0,11	0,29	224,0	25 569,00	0,91	0,24	44 825,00	0,06	210,6	44 743,00	44 685,00	132,00
0,08	0,35	399,0	16 954,00	14 458,00	0,51	44 762,00		151,7	44 562,00	44 654,00	62,00
0,18	0,22	166,0	44 867,00	0,79		44 693,00		137,6	0,5	44 805,00	79,00
0,13	0,24	280,5	28 185,00	0,57	0,28	44 792,00		137,4	0,8	44 683,00	74,00
0,10	0,20	288,8	19 146,00	44 927,00		44 638,00		123,9	0,8	2,0	44,00
0,17	0,31	400,0	0,93	18 629,00	0,42	44 612,00		116,4	44 593,00	44 595,00	430,00
<i>Из метасоматитов по габродолеритам</i>											
0,10	0,65	522,2	0,04	44 622,00	0,93	71,4	0,52	442,7	44 655,00	37,2	13 662,00
0,37	72,88	87,1	0,10	46 478,00	45 323,00	46,2	0,43	524,1	44 567,00	44 664,00	896,00
0,16	28,79	189,0	0,04	42 370,00	44 562,00	66,2	0,42	354,1	44 806,00	44 685,00	4583,00
0,14	25 294,00	270,0	0,04	44 714,00	0,85	87,0	0,32	285,0	9,0	44 727,00	6103,00
41 640,00	22 282,00	181,8	0,07	15 797,00	0,29	44 820,00		106,1	44 775,00	44 778,00	2525,00
0,46	50,22	160,3	0,25	44 630,00	47 119,00	44 815,00	0,05	130,1	44 744,00	44 716,00	654,00
0,20	0,34	203,0	0,38	9,00	0,18	44 754,00		121,8	44 563,00	44 596,00	534,00
46 569,00	14,34	232,7	0,27	44 806,00	14 977,00	44 751,00	0,15	89,5	2,0	44 661,00	862,00
44 655,00	44 652,00	339,5	0,46			44 608,00		100,9	44 806,00	44 626,00	738,00
0,11	0,28	44 828,00	0,08			44 663,00		98,2	0,8	0,7	311,00
0,15	0,30	281,1	0,09	0,67		44 601,00		442,7	0,5	0,3	3123,00
43 647,00	35 096,00	156,2	0,10	44 562,00		44 722,00		524,1	44 743,00	3,0	1562,00
32 509,00	0,33	131,2	0,07			44 783,00		354,1	44 593,00	44 652,00	1874,00
12 844,00	20 486,00	56,9	0,08	17 989,00	25 600,00	44 721,00	0,15	285,0	44 563,00	44 587,00	711,00

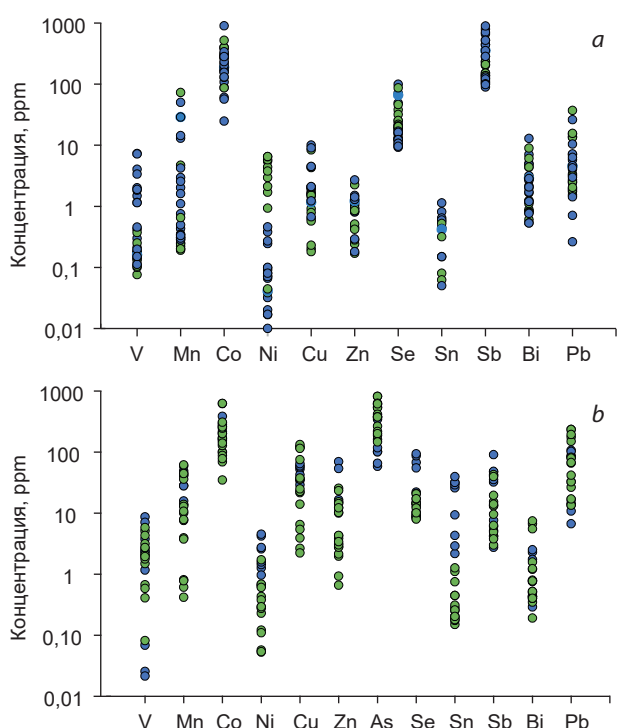


Рис. 4. Вариации содержаний редких элементов в арсенопирите (а) и пирите (б) из золото-кварц-арсенопиритовых (синие) и золото-сульфидных (зелёное) руд

Fig. 4. Variations in the trace element composition of arsenopyrite (a) and pyrite (b) from gold-quartz-arsenopyrite (blue) and gold-sulfide (green) ores

халькопирит, монацит, сфалерит и самородное золото. Текстура пород – прожилково-вкрапленная; структура – гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая, мелко-среднезернистая. Количество рудных минералов редко превышает 10 %.

Арсенопирит представлен идиоморфными зёрнами, призматическими кристаллами и угловатыми обломками кристаллов в нерудной массе размером от долей миллиметра до 1 см (рис. 7). Часто зёрна и кристаллы образуют прожилковые и зернистые агрегаты.

Арсенопирит по химическому составу нестехиометричен; из примесей в значимых количествах отмечаются Sb и Co (см. табл. 1). Минерал характеризуется весьма узким диа-

пазоном содержаний As – от 31,08 до 33,36 ат. % (среднее 32,67), что соответствует составу арсенопирита золотокварцевых месторождений Верхне-Колымского региона [10]. Минерал относится к сернистой разновидности: $As / S < 1$ (As / S от 0,87 до 1,0, среднее 0,96). Концентрация Co несколько более высокая по сравнению с минералом из метасоматитов, достигает 900 ppm, содержания Ni такие же низкие и не превышают 6,5 ppm (см. табл. 2). Co / Ni отношения высокие и в среднем равны 6200. Концентрации таких халькофильных элементов, как Cu, Pb, Bi, Zn и Se невысокие, содержание Sb достигает 893 ppm (см. табл. 2, см. рис. 4). В целом их содержание находится в интервале значений, характерных для арсенопирита из метасоматитов.

Пирит представлен двумя генерациями. Пирит-I образует идиоморфные зёрна и редко кристаллы кубического сечения размером 100n мкм – первые миллиметры. Минерал находится в ассоциации с арсенопиритом, образуя среднезернистые агрегаты и микропрожилки в нерудной массе (см. рис. 7, d, e).

Кристаллы пирита-I, так же как и арсенопирита, раздроблены и сцементированы более поздними рудными минералами. В трещинках и кавернах пирита-I наблюдаются включения микрозёрен и микрозернистых агрегатов сфалерита и галенита (см. рис. 7, e), которые также отмечены в основной нерудной кварц-карбонат-хлоритовой массе. Вторая генерация пирита-II (поздняя по отношению к пириту-I) представлена изометрическими и аллотриоморфнозернистыми микровключениями в трещинках зёрен арсенопирита, а также микропрожилками, заполняющими пространство между зёрнами арсенопирита (см. рис. 7, f). Вместе с пиритом-II присутствуют аллотриоморфные зёрна халькопирита. По химическому составу пирит обеих генераций стехиометричен и не содержит значимого количества элементов-примесей (см. табл. 1, 3). Пирит-I отличается от пирита-II несколько более высокой концентрацией As и Co, хотя в целом количество микропримесей равно (см. табл. 3). Обе разновидности пирита отличаются от минерала из метасоматитов более



Табл. 3. Содержание редких элементов в пирите из кварцевых жил и метасоматитов месторождения Каральвеем, ррт

Table 3. Trace element concentrations in pyrite from quartz veins and metasomatites of the Karalveem deposit, ppm

V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Sn	Sb	Bi	Pb	Co / Ni
<i>Пирит-I из кварцевых жил</i>												
0,03	42,1	168,7	21 582,00	34,2	42 064,00	363,9	67,5	43 132,00	32,2	0,43	87,0	65,00
0,02	49,0	214,4	46 023,00	52,3	29 618,00	604,8	86,7	32 905,00	47,4	0,78	83,8	170,00
42 736,00	44 788,00	161,5	16 072,00	44 590,00	44 630,00	344,5	44 726,00	13 759,00	48,3	47 150,00	107,5	113,00
0,07	41,0	619,9	0,64	42,5	45 748,00	378,9	44 630,00	11 414,00	35,5	27 395,00	102,4	973,00
<i>Пирит-II из кварцевых жил</i>												
10 990,00	44 620,00	152,2	44 287,00	56,6	14,88	58,5	94,0	31,58	91,0	19 025,00	44 665,00	36,00
14 642,00	44 725,00	280,8	19 450,00	59,5	45 261,00	101,2	44 726,00	25,99	41,4	0,75	32,8	62,00
27 454,00	58,8	385,0	27 061,00	64,5	16,51	101,1	44 583,00	28,97	44 775,00	0,50	44 748,00	140,00
24 685,00	45,3	100,3	0,97	36,2	69,49	117,4	55,2	31,80	44 596,00	0,43	44 783,00	104,00
44 780,00	28,0	261,0	21 551,00	120,2	53,88	65,5	44 634,00	39,78	44 719,00	0,29	44 758,00	165,00
<i>Пирит из метасоматитов по габродолеритам</i>												
0,08	0,4	300,3	0,12	44 744,00	0,66	815,2	44 816,00	0,15	44 597,00	0,19	44 738,00	2482,00
0,41	0,6	200,6	0,23	44 687,00	0,93	818,2	44 812,00	0,18	44 664,00	0,80	82,4	872,00
17 899,00	44 807,00	99,8	0,68	44 807,00	35 431,00	632,9	44 600,00	0,19	6,0	0,43	32,6	148,00
2,00	44 817,00	128,0	0,29	44 594,00	42 036,00	543,8	44 726,00	0,21	3,0	0,52	44 755,00	440,00
0,67	0,8	169,5	0,05	14,0	15,34	529,6	44 571,00	0,28	44 574,00	0,35	66,3	3198,00
42 795,00	44 719,00	140,0	0,43	36,0	27 426,00	417,0	44 604,00	0,31	43,0	21 186,00	234,4	325,00
24 504,00	10,0	201,0	26 299,00	44 656,00	31 472,00	379,6	9,0	0,18	44 596,00	0,40	44 694,00	117,00
28 126,00	44 776,00	88,0	0,38	44 733,00	25,56	376,5	44 578,00	0,75	44 666,00	0,78	79,8	232,00
44 900,00	36,1	69,0	0,06	44 734,00	44 564,00	265,7	44 720,00	0,25	44 721,00	0,52	41,8	1211,00
29 342,00	0,8	246,0	0,28	75,1	46 296,00	217,5	44 824,00	0,26	44 808,00	26 816,00	235,0	891,00
0,59	44 816,00	627,2	0,69	119,8	23,36	160,9	44 762,00	0,20	44 626,00	17 349,00	176,6	916,00
44 806,00	61,9	35,0	0,61	25,0	11 780,00	618,0	44 601,00	0,45	44 731,00	20 576,00	149,8	57,00
26 696,00	44 752,00	258,0	0,29	132,6	14,32	187,0	8,0	44 866,00	14,0	43 831,00	67,8	878,00
34 700,00	44,5	308,0	0,05	115,5	44 166,00	199,7	44 637,00	46 388,00	39,8	44 927,00	194,4	5704,00
11 049,00	44 811,00	77,8	0,11	37,7	15 401,00	147,2	44 571,00	0,45	44 776,00	0,40	17,0	707,00

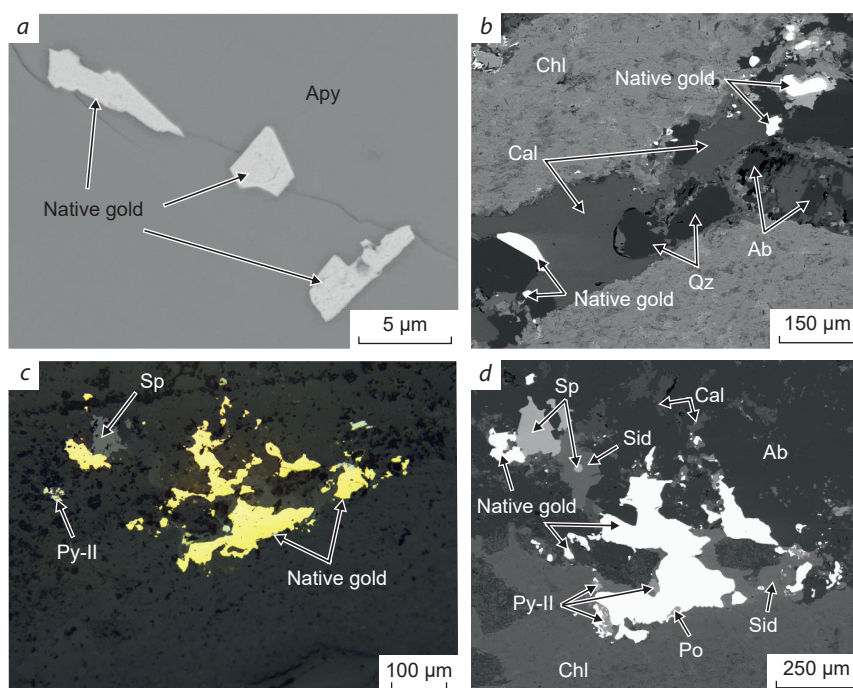


Рис. 5. Золото в золото-сульфидных рудах в габбродолеритах:

a, b, d – изображения в обратнорассеянных электронах с электронного микроскопа; *c* – фото минераграфического аншлифа; усл. обозн. см. рис. 3

Fig. 5. Gold in gold-sulfide ores in gabbrodolerite:

a, b, d – BSE image from an electron microscope; *c* – photograph of a polished mount in reflected light; see Fig. 3 for legend

высоким содержанием таких элементов, как Sb и Sn, и более низким – As (см. рис. 4).

Рутил формирует аллотриоморфнозернистые агрегаты и микропрожилки в нерудной массе, развивается по ильмениту (см. рис. 7, *g–i*). Состав и вариации примесей в рутиле, который образует агрегатные скопления в основной массе, незначительно отличаются от таковых в метасоматитах [8]. Ильменит встречается довольно редко и образует удлинённые кристаллы и зёрна неправильной формы размерами до 0,5 мм.

Самородное золото представлено включениями в зёрнах, межзерновом пространстве и в трещинах в арсенопирите, а также в межзерновом пространстве рутиловых агрегатов (см. рис. 7, *h–m*). Формы выделений самородного золота округлая, неправильная, интерстици-

альная, прожилковая; размер отдельных частиц варьируется от первых до десятых микрометров. Нередко в ассоциации с самородным золотом в виде включений в арсенопирите встречаются микрозёрна и микрозернистые агрегаты галенита неправильной формы, что указывает на близодновременную кристаллизацию этих минералов. Пробность самородного золота варьируется от 840 до 910 ‰ (см. рис. 6), а из примесей в значимых количествах установлено серебро (см. табл. 4).

Обсуждение результатов. Результаты изучения структурно-текстурных взаимоотношений минералов и минеральных ассоциаций в основных типах руд месторождения позволили выделить в минералообразующем процессе два этапа, последовательно сменяющих друг друга – дорудный (I) и рудный продук-

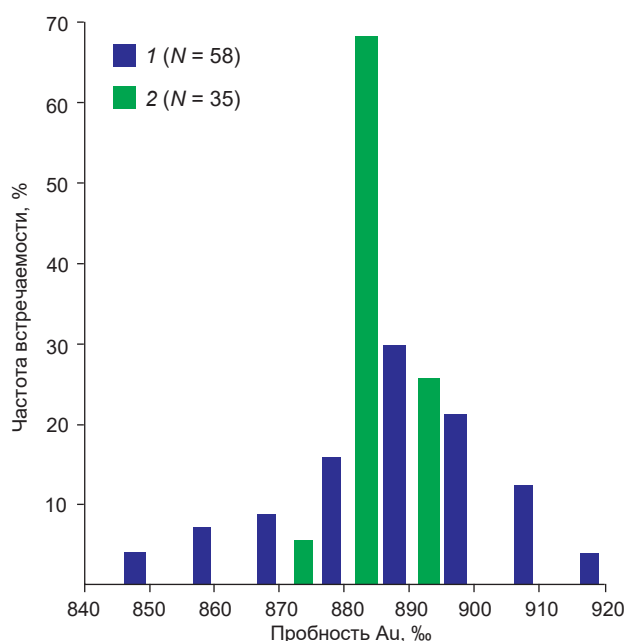


Рис. 6. Пробность самородного золота из золото-кварц-арсенопиритовых (1) и золото-сульфидных (2) руд

N – количество замеров

Fig. 6. Fineness of native gold from gold-quartz-arsenopyrite (1) and gold-sulfide (2) ores

N – the number of measurements

тивный (II). Схема последовательности минералообразования имеет идеализированный вид и представлена на рис. 8.

К *дорудному этапу* отнесены продукты высокотемпературных преобразований вмещающих пород (габбродолеритов), вероятно, вызванных внедрением магматических пород кислого состава (?).

В *рудный этап* сформировались золото-сульфидный в габбродолеритах и золото-кварц-арсенопиритовый типы руд. Активная тектоническая деятельность привела к образованию секущих кварцевых жил, а сами дорудные метасоматиты разбивались сетью мелких гидротермальных жил и прожилков. В это время сформировалась пирит-арсенопиритовая (\pm самородное золото) минеральная ассоциация. Далее в процессе минерало-

Табл. 4. Представительные анализы химического состава самородного золота из различных типов руд месторождения Каральвеем, мас. %

Table 4. Representative analyses of the chemical composition of native gold from various ore types of the Karalveem deposit, wt. %

Ag	Cu	Au	Hg	Сумма
<i>Из кварцевых жил</i>				
43 344,00	0,01	89,95	0,00	99,14
19 572,00	0,00	91,62	0,00	100,15
18 172,00	0,02	88,72	0,00	99,23
29 434,00	0,03	91,59	0,00	100,42
16 711,00	0,00	90,28	0,00	100,72
30 590,00	0,07	87,83	0,00	98,73
42 675,00	0,00	87,85	0,46	99,47
33 117,00	0,00	90,66	0,00	100,56
19 998,00	0,00	89,65	0,12	100,30
22 160,00	0,07	90,03	0,00	99,70
<i>Из метасоматитов</i>				
44 753,00	0,00	89,34	0,00	100,41
44 876,00	0,00	88,98	0,00	100,09
44 845,00	0,06	87,91	0,14	99,21
30 225,00	0,00	90,05	0,03	100,90
24 381,00	0,00	89,33	0,01	100,00
44 572,00	0,00	88,44	0,26	99,71
30 225,00	0,00	88,94	0,16	99,93
44 845,00	0,06	87,91	0,14	99,21
44 784,00	0,02	88,67	0,18	99,95
24 777,00	0,00	88,57	0,16	100,40

образования вмещающие породы (кварцевые жилы и метасоматиты по габбродолеритам) катаклазировались. Рудоносный флюид мигрировал по вновь образованным трещинам и отлагал основную массу самородного золота, в результате чего сформировалась золото-га-

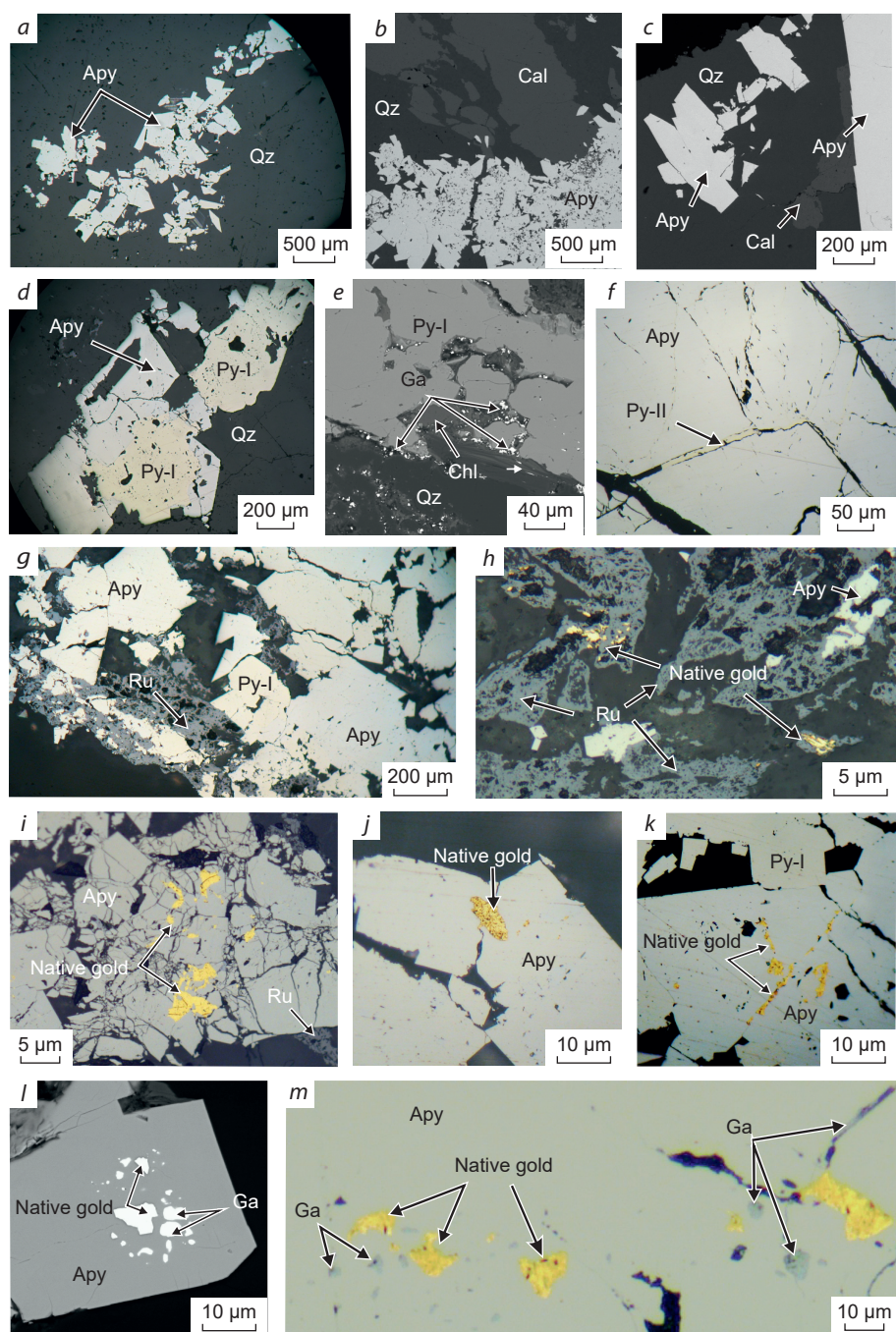


Рис. 7. Минеральный состав золото-кварц-арсенопиритового типа руд:

a, c, d, f, g–k, m – минералогические фото; *b, e, l* – фотографии со сканирующего электронного микроскопа, изображения в обратнорассеянных электронах; усл. обозн. см. рис. 3

Fig. 7. Mineral composition of gold-quartz-arsenopyrite type ores:

a, c, d, f, g–k, m – photos in reflected light; *b, e, l* – BSE images from a scanning electron microscope, images in back-scattered electrons; see fig. 3 for legend

Минералы	Габбро-долерит	Руды
Клинопироксен		
Плагиоклаз An ⁵⁵⁻⁶⁵		
КПШ		
Кварц		
Биотит		
Хлорит		
Эпидот		
Кальцит		
Сидерит		
Доломит		
Альбит		
Мусковит		
Монацит		
Ксенотим		
Апатит		
Циркон		
Бадделеит		
Магнетит		
Ильменит		
Рутил		
Пирротин		
Халькопирит		
Пирит		
Арсенопирит		
Кобальтин		
Глаукоdot		
Галенит		
Сфалерит		
Марказит		
Самородное Au		

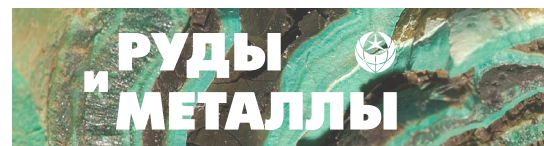
Рис. 8. Схема последовательности минералообразования руд Каральвеевского месторождения, по данным авторов, с использованием фондовых материалов и данных [7]

Fig. 8. Scheme of the order of mineral formation of the ores of the Karalveem deposit. Compiled according to the authors, using fund materials and data [7]

ленитовая минеральная ассоциация. Логично предположить, что флюид был обогащён Au, Ag, Pb, Sb, S (по минеральным ассоциациям и составу минералов). Проведённые нами исследования химического состава самородного золота из кварц-сульфидных жил и метасоматитов по габбродолеритам не выявили существенного отличия, что указывает на присутствие в различных типах руд одной генерации самородного золота (см. рис. 5).

Вариации редкоэлементного состава пирита и арсенопирита обычно связывают с меняющимися физико-химическими параметрами, такими как температура, давление, окислительно-восстановительный потенциал, pH, а также изменяющийся состав гидротермальных растворов [14–16, 20, 21].

Имеющиеся опубликованные данные свидетельствуют о положительной корреляции между содержанием Se в пирите и температурой флюида [20]. Содержание Se в пирите из метасоматитов несколько выше по сравнению с минералом из кварцевых жил. Не менее чувствительными индикаторами снижения температуры раствора и быстрой кристаллизации являются As и Co [13, 15, 19, 22, 23]. Поведение As в минерале из руд Каральвеевма показывает обратную картину – содержание As в пирите из метасоматитов ниже по сравнению с минералом из кварцевых жил. Пириты как метасоматитов, так и кварцевых жил характеризуются схожими значениями содержания Co, хотя они сильно варьируются. К сожалению, мы не можем сопоставить имеющиеся вариации содержаний Se, Co и As с данными о температурах формирования этих типов руд, поскольку ранее полученные микротермометрические исследования флюидных включений имеются только для кварцевых жил [7]. При этом стоит отметить, что результаты исследований включений свидетельствуют о широком интервале температур их образования (180–310 °C) [7]. Можно полагать, что эти вариации температур могли отражаться на составе формирующихся минералов, хотя изменение концентраций элементов как в пирите, так и в арсенопирите может быть также связано с влиянием окис-



лительно-восстановительного потенциала и изменяющимся составом гидротермальных растворов. Содержание Se, Co и Bi в пирите чувствительно к окислительно-восстановительному потенциалу, при этом концентрация Se имеет положительную корреляцию с фугитивностью кислорода, но в направлении, противоположном Co [17, 18]. Также известно, что процесс окисления снижает растворимость Bi [24]. Полученные нами данные по поведению Se, Co и Bi в пирите из кварцевых жил и метасоматитов Каральвеема не свидетельствуют в пользу зависимости этих элементов от окислительно-восстановительных условий. Так, при увеличивающемся количестве Se в пирите от метасоматитов к кварцевым жилам концентрации Co и Bi не уменьшаются, а попадают в схожие интервалы значений. Вариант колебания микроэлементного состава пирита и арсенопирита в зависимости от из-

меняющегося состава гидротермальных растворов наравне с температурным режимом выглядит вполне реальным с учётом данных по составу флюидных включений в кварцевых жилах Каральвеема [7].

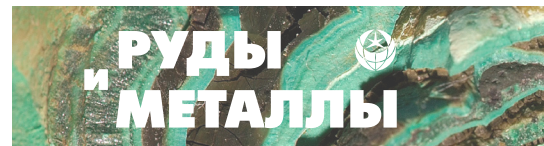
Таким образом, по результатам исследований нами не выявлено существенного отличия в редкоэлементном составе пирита и арсенопирита из метасоматитов и кварцевых жил, а имеющиеся вариации, скорее всего, обусловлены температурным режимом и составом гидротермального раствора. При этом на основании сходства составов пирита, арсенопирита и самородного золота можно сделать вывод о том, что продуктивность золото-сульфидных и золото-кварц-арсенопиритовых руд обусловлена единым импульсом.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 0330–2016–0002) и ГИН СО РАН (АААА-А16-116122110027-2).

Список литературы

1. Богданов Н. А., Тильман С. М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1 : 5 000 000). – М. : ИЛ РАН, 1992. – 56 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Кн. 1 / под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 572 с.
3. Городинский М. Е., Цопанов О. Х. Скопление золота на одном из рудных месторождений Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1975. – Вып. 22. – С. 248–250.
4. Горячев Н. А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 210 с.
5. Давиденко Н. М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Ануйского района Западной Чукотки. – Новосибирск : Наука, 1975. – 134 с.
6. Давыдов А. С. Последовательность формирования минеральных ассоциаций золоторудных проявлений Ануйской зоны (Западная Чукотка) // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 137–153.
7. Кондратьев М. Н., Савва Н. Е., Гамянин Г. Н., Колова Е. Е., Семьшев Ф. И., Малиновский М. А., Кондратьева Е. А. Новые данные по структуре, минералогии, геохимии золоторудного месторождения Каральвеем (Чукотка) // Отечественная геология. – 2017. – № 3. – С. 26–44.
8. Максаров Р. А., Дорошкевич А. Г., Прокопьев И. Р., Редин Ю. О., Потапов В. В. V-Nb-W-содержащий рутил золоторудного месторождения Каральвеем как потенциальный индикатор рудоносности // Геосферные исследования. – 2020. – № 3. – С. 50–59.
9. Ольшевский В. М. Минеральные ассоциации золоторудных жил Мало-Ануйского района // Колыма. – 1976. – № 6. – С. 46–48.
10. Тюкова Е. Э., Ворошин С. В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона

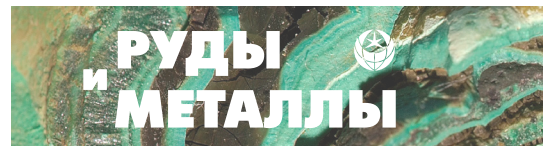
- (к интерпретации генезиса сульфидных руд). – Магадан : СКВНИИ ДВО РАН, 2007. – 107 с.
11. Щапова Ю. В., Вотяков С. Л., Замятин Д. А., Червяковская М. В., Панкрушина Е. А. Минералы-концентраторы *d*- и *f*-элементов: локальные спектроскопические и ЛА-ИСП-МС исследования состава, структуры и свойств, геохронологические приложения: монография / под ред. С. Л. Вотякова ; Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого УрО РАН. – Новосибирск : СО РАН, 2020. – 424 с. – (Аналитика – наукам о Земле).
 12. Шило Н. А., Давиденко Н. М., Чибисов Н. П. О связи пробы и морфологии самородного золота (на примере Каральвеевского месторождения) // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 238, № 4. – С. 936–939.
 13. Abratis P. K., Patrick R. A. D., Vaughan D. J. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review // International Journal of Mineral Processing. – 2004. – № 74. – P. 41–59.
 14. Afifi A. M., Kelly W. C., Essene E. J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides; I, Thermochemical data and calculated equilibria // Economic Geology. – 1988. – № 83 (2). – P. 377–394.
 15. Huston D. L., Sie S. H., Suter G. F., Cooke D. R., Both R. A. Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Part I, proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, selenium levels in pyrite: comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems // Economic Geology. – 1995. – № 90. – P. 1167–1196.
 16. Large R. R., Danyushevsky L. V., Hollit C., Maslennikov V., Meffre S., Gilbert S. E., Bull S., Scott R. J., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment hosted deposits // Economic Geology. – 2009. – № 104. – P. 635–668.
 17. Large R. R., Mukherjee I., Gregory D. D., Steadman J., Corkrey R., Danyushevsky L. V. Atmospheric oxygen cycling through the Proterozoic and Phanerozoic. – Mineralium Deposita. – 2019. – № 54. – P. 485–506.
 18. Large R. R., Mukherjee I., Gregory D. D., Steadman J., Maslennikov V. V., Meffre S. Ocean and atmosphere geochemical proxies derived from trace elements in marine pyrite: implications for ore genesis in sedimentary basins // Economic Geology. – 2017. – № 112. – P. 423–450.
 19. Li X. H., Fan H. R., Yang K. F., Hollings P., Liu X., Hu F. F., Cai Y. C. Pyrite textures and compositions from the Zhuangzi Au deposit, southeastern North China Craton: implication for ore-forming processes // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2018. – № 173. – 73 p.
 20. Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // Economic Geology. – 2009. – № 104 (8). – P. 1111–1141.
 21. Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V., Herrington R. J., Stanley C. J. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // Mineralogy and Petrology. – 2013. – № 107 (1). – P. 67–99.
 22. Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J. W., Ma C. Q., Parada M. A., Barra F., Mittermayr F. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: a SIMS/EMPA trace element study // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2013. – № 104. – P. 42–62.
 23. Román N., Reich M., Leisen M., Morata D., Barra F., Deditius A. P. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2019. – № 246. – P. 60–85.
 24. Skirrow R. G., Walshe J. L. Reduced and oxidized Au-Cu-Bi iron oxide deposits of the Tennant Creek Inlier, Australia: an integrated geologic and chemical model // Economic Geology. – 2002. – № 97 (6). – P. 1167–1202.



References

1. Bogdanov N. A., Til'man S. M. Tektonika i geodinamika severo-vostoka Azii (ob'yasnitel'naya zapiska k tektonicheskoi karte severo-vostoka Azii masshtaba 1 : 5 000 000) [Tectonics and Geodynamics of Northeast Asia (explanatory note to the 1:5,000,000 scale tectonic map of Northeast Asia)], Moscow, IL RAN Publ., 1992, 56 p.
2. Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii. V 2 kn. Kn. 1 [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia. In 2 books. Book 1], Vladivostok, Dal'nauka Publ., 2006, 572 p.
3. Gorodinskii M. E., Tsoponov O. Kh. Skoplenie zolota na odnom iz rudnykh mestorozhdenii Chukotki [Accumulation of gold in one of the ore deposits of Chukotka], *Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Severo-Vostoka SSSR [Materials on geology and minerals of the North-East of the USSR]*, Magadan, 1975, V. 22, pp. 248–250. (In Russ.).
4. Goryachev N. A. Geologiya mezozoiskikh zolotokvartsevykh zhil'nykh poyasov Severo-Vostoka Azii [Geology of Mesozoic gold-quartz vein belts of Northeast Asia], Magadan, SVKNII DVO RAN Publ., 1998, 210 p.
5. Davidenko N. M. Mineral'nye assotsiatsii i usloviya formirovaniya zolotonosnykh kvartsevykh zhil'nykh Malo-Anyuiskogo raiona Zapadnoi Chukotki [Mineral associations and conditions of formation of gold-bearing quartz veins of the Malo-Anyuysky district of Western Chukotka], Novosibirsk, Nauka Publ., 1975, 134 p.
6. Davydov A. S. Posledovatel'nost' formirovaniya mineral'nykh assotsiatsii zolotorudnykh proyavlenii Anyuiskoi zony (Zapadnaya Chukotka) [The sequence of formation of mineral associations of gold-ore manifestations of the Anyui zone (Western Chukotka)], *Mineral'nye tipy rudnykh mestorozhdenii v vulkanogennykh poyasakh i zonakh aktivizatsii Severo-Vostoka Azii [Mineral types of ore deposits in volcanogenic belts and activation zones of Northeast Asia]*, Vladivostok, DVNTs AN SSSR Publ., 1983, pp. 137–153.
7. Kondrat'ev M. N., Savva N. E., Gamyarin G. N., Kolova E. E., Semyshv F. I., Malinovskii M. A., Kondrat'eva E. A. Novye dannye po strukture, mineralogii, geokhimii zolotorudnogo mestorozhdeniya Karal'veem (Chukotka) [New data on the structure, mineralogy, geochemistry of the Karalveem gold deposit (Chukotka)], *Otechestvennaya geologiya [National Geology]*, 2017, No 3, pp. 26–44. (In Russ.).
8. Maksarov R. A., Doroshkevich A. G., Prokop'ev I. R., Redin Yu. O., Potapov V. V. V-Nb-W-soderzhashchii rutil zolotorudnogo mestorozhdeniya Karal'veem kak potentsial'nyi indikator rudonosnosti [V-Nb-W-containing rutile of the Karalveem gold deposit as a potential indicator of ore content], *Geosfernye issledovaniya [Geosphere Research]*, 2020, No 3, pp. 50–59. (In Russ.).
9. Ol'shevskii V. M. Mineral'nye assotsiatsii zolotorudnykh zhil'nykh Malo-Anyuiskogo raiona [Mineral associations of gold ore veins of the Malo-Anyuysky district], *Kolyma [Kolyma]*, 1976, No 6, pp. 46–48. (In Russ.).
10. Tyukova E. E., Voroshin S. V. Sostav i paragenезис arsenopirita v mestorozhdeniyakh i vmeshchayushchikh porodakh Verkhne-Kolym'skogo regiona (k interpretatsii genezisа sulfidnykh rud) [Composition and parageneses of arsenopyrite in deposits and host rocks of the Upper Kolyma region (to interpret the genesis of sulfide ores)], Magadan, SKVNII DVO RAN Publ., 2007, 107 p.
11. Shchapova Yu. V., Votyakov S. L., Zamyatin D. A., Chervyakovskaya M. V., Pankrushina E. A. Mineraly-kontsentratory d- i f-elementov: lokal'nye spektroskopicheskie i LA-ISP-MS issledovaniya sostava, struktury i svoystv, geokhronologicheskie prilozheniya [Concentrator minerals of d- and f-elements: local spectroscopic and LA-ISP-MS studies of composition, structure and properties, geochronological applications], Novosibirsk, SO RAN Publ., 2020, 424 p.
12. Shilo N. A., Davidenko N. M., Chibisov N. P. O svyazi proby i morfologii samorodnogo zolota (na primere Karal'veem'skogo mestorozhdeniya) [On the connection of the sample and the morphology of native gold (on the example of the Karalveem deposit)], *Doklady AN SSSR [Reports of the USSR Academy of Sciences]*, 1978, V. 238, No 4, pp. 936–939. (In Russ.).
13. Abraitis P. K., Patrick R. A. D., Vaughan D. J. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review, *International Journal of Mineral Processing*, 2004, No 74, pp. 41–59.

14. Afifi A. M., Kelly W. C., Essene E. J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides; I, Thermochemical data and calculated equilibria, *Economic Geology*, 1988, No 83 (2), pp. 377–394.
15. Huston D. L., Sie S. H., Suter G. F., Cooke D. R., Both R. A. Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Part I, proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, selenium levels in pyrite: comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems, *Economic Geology*, 1995, No 90, pp. 1167–1196.
16. Large R. R., Danyushevsky L. V., Hollit C., Maslennikov V., Meffre S., Gilbert S. E., Bull S., Scott R. J., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment hosted deposits, *Economic Geology*, 2009, No 104, pp. 635–668.
17. Large R. R., Mukherjee I., Gregory D. D., Steadman J., Corkrey R., Danyushevsky L. V. Atmosphere oxygen cycling through the Proterozoic and Phanerozoic, *Mineralium Deposita*, 2019, No 54, pp. 485–506.
18. Large R. R., Mukherjee I., Gregory D. D., Steadman J., Maslennikov V. V., Meffre S. Ocean and atmosphere geochemical proxies derived from trace elements in marine pyrite: implications for ore genesis in sedimentary basins, *Economic Geology*, 2017, No 112, pp. 423–450.
19. Li X. H., Fan H. R., Yang K. F., Hollings P., Liu X., Hu F. F., Cai Y. C. Pyrite textures and compositions from the Zhuangzi Au deposit, southeastern North China Craton: implication for ore-forming processes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2018, No 173, 73 p.
20. Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS), *Economic Geology*, 2009, No 104 (8), pp. 1111–1141.
21. Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V., Herrington R. J., Stanley C. J. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia, *Mineralogy and Petrology*, 2013, No 107 (1), pp. 67–99.
22. Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J. W., Ma C. Q., Parada M. A., Barra F., Mittermayr F. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: a SIMS/EMPA trace element study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, No 104, pp. 42–62.
23. Román N., Reich M., Leisen M., Morata D., Barra F., Deditius A. P. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2019, No 246, pp. 60–85.
24. Skirrow R. G., Walshe J. L. Reduced and oxidized Au-Cu-Bi iron oxide deposits of the Tennant Creek Inlier, Australia: an integrated geologic and chemical model, *Economic Geology*, 2002, No 97 (6), pp. 1167–1202.



Авторы

Максаров Руслан Александрович

младший научный сотрудник¹
doroshkevich@igm.nsc.ru

Прокопьев Илья Романович

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник, доцент^{1, 2}
prokop@igm.nsc.ru

Дорошкевич Анна Геннадьевна

доктор геолого-минералогических наук
заведующий лабораторией^{1, 3}
doroshkevich@igm.nsc.ru

Редин Юрий Олегович

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник¹
redin@igm.nsc.ru

Малютина Александра Владиславовна

инженер¹
malyutina@igm.nsc.ru

¹ Институт геологии и минералогии
СО РАН им. В. С. Соболева,
г. Новосибирск, Россия

² Новосибирский Государственный Университет,
г. Новосибирск, Россия

³ Геологический институт СО РАН
им. Н. Л. Добрецова,
г. Улан-Удэ, Россия

Authors

Ruslan A. Maksarov

Junior Researcher¹
doroshkevich@igm.nsc.ru

Ilya R. Prokopiev

PhD
Senior Researcher, Associate Professor^{1,2}
prokop@igm.nsc.ru

Anna G. Doroshkevich

DrSc
Head of Laboratory^{1,3}
doroshkevich@igm.nsc.ru

Yuri O. Redin

PhD
Senior Researcher¹
redin@igm.nsc.ru

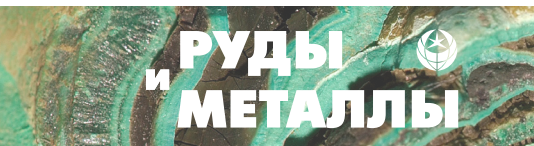
Alexandra V. Malyutina

Engineer¹
malyutina@igm.nsc.ru

¹ V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University,
Novosibirsk, Russia

³ N. L. Dobretsov Geological Institute,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Ulan-Ude, Russia



Прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в пределах мезозойских впадин в Центрально-Алданском рудно-россыпном районе (на примере Верхне-Якокутского рудного поля)

Mineral potential modelling for gold mineralization within the Mesozoic depressions in the Central Aldan ore-placer region (on the example of the Upper Yakokut ore field)

Столяренко В. В., Минаков А. В., Рябошапка А. Г., Минаева С. В., Алфёрова В. А.

Stolyarenko V. V., Minakov A. V., Ryaboshapko A. G., Minaeva S. V., Alferova V. A.

Рассмотрены закономерности формирования и размещения золоторудных проявлений различных морфологических типов в терригенной толще Верхне-Якокутской грабен-впадины. Охарактеризованы зоны рудовмещающих дислокаций с повышенной проницаемостью, ограниченные в пределах рудного поля региональными разломами. Подобные зоны с каркасно-блоковым строением, фиксирующие узлы сопряжения региональных структур, благоприятны для их многократного подновления и отвечают наиболее перспективным поисковым участкам. У самородного золота из руд и околорудных метасоматитов большой разброс пробыности, поэтому можно предположить неоднократное подновление золоторудных зон от средней юры до раннего мела. Отмечена связь ряда соподчинённых структур: зон рудовмещающих дислокаций – структур поисковых участков – рудных тел различной морфологии.

In this work, we described the patterns of formation and distribution of gold occurrences of various morphological types in the terrigenous sequence of the Upper Yakokutsk graben depression. We characterized the zones of ore-bearing dislocations with increased permeability within the ore region confined by regional faults. Such zones with a frame-block structure forming the nodes of conjugation of regional structures are favourable for their repeated resumption and correspond to the most prospective areas. The study of native gold from ores and surrounding metasomatites showed a large variation in its fineness, based on which we can assume that the gold ore zones were repeatedly renewed from the Middle Jurassic to the Early Cretaceous. A correlation was noted for several subordinate structures: zones of ore-bearing dislocations – structures of prospective areas – ore bodies of various morphologies.

Терригенная толща рассмотрена не только как структурообразующая среда, но и как компонент, участвующий в гидротермальном рудообразовании в связи с наличием слоёв углистых алевролитов.

The terrigenous sequence is considered not only as a structure-forming unit but also as a component involved in hydrothermal ore formation due to the presence of carbonaceous siltstones layers.

Предлагаемая модель золоторудного поля позволяет выделять в его пределах площади, отвечающие наиболее перспективным поисковым участкам.

The proposed model of the gold ore region makes it possible to allocate the most promising prospective areas.

Наличие аналогичных грабен-впадин, развитых в потенциальных рудных районах в пределах Центрально-Алданской металлогенической зоны, указывает на вероятность выявления общих закономерностей эндогенного оруденения в их пределах.

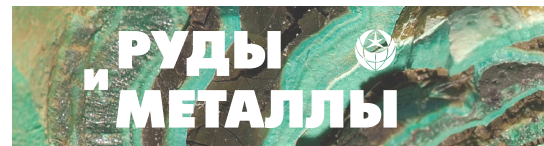
The presence of similar graben depressions developed in prospective ore regions within the Central Aldan ore district indicates the likelihood of identifying common patterns of endogenic mineralization within them.

Ключевые слова: грабен-впадина, модель, разломы, интрузии, дайки, рудные тела, золоторудная минерализация, метасоматиты, золото, минералы.

Keywords: graben depression, model, faults, intrusions, dikes, ore bodies, gold mineralization, metasomatites, gold, minerals.

Для цитирования: Столяренко В. В., Минаков А. В., Рябошапка А. Г., Минаева С. В., Алфёрова В. А. Прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в пределах мезозойских впадин в Центрально-Алданском рудно-россыпном районе (на примере Верхне-Якокутского рудного поля). Руды и металлы. 2022. № 1. С. 44–76. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10003.

For citation: Stolyarenko V. V., Minakov A. V., Ryaboshapko A. G., Minaeva S. V., Alferova V. A. Mineral potential modelling for gold mineralization within the Mesozoic depressions in the Central Aldan ore-placer region (on the example of the Upper Yakokut ore field). Ores and metals, 2022, № 1, pp. 44–76. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10003.



Актуальность. Золотоносность рудного района (узла) и рудного поля фиксируется по сходным прямым и косвенным элементам-признакам, определяющим закономерности размещения золоторудной минерализации золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций, локализованных в метасоматитах как среди тектонизированных разноориентированных зон разломов в стратифицированных толщах, так и в кварцевых жилах, минерализованных телах даек и силлов, а также по наличию месторождений россыпного золота и аномалий вторичных ореолов рассеяния золота. В качестве элементов прогнозно-поисковых моделей рассматриваются: формационно-петрологические, литологические, стратиграфические, структурные, метасоматические, минералогические, морфоструктурные, геофизические и геохимические признаки, которые могут быть выявлены современными методами прогнозно-металлогенических исследований и геологоразведочных работ. Установление и оценка степени выраженности комплекса перечисленных признаков – основа для прогнозирования новых золоторудных полей.

Актуальность создания прогнозно-поисковой модели золоторудного поля в пределах грабен-впадин, выполненных терригенными отложениями юры, определяется:

- доказанной связью эндогенной золотоносности с мезозойским щелочным магматизмом, проявленным помимо крупных магматических узлов в мезозойских впадинах, в которых развиты малые интрузии и дайковые поля щелочных-субщелочных пород, являющиеся продуцентами золотого оруденения куранахского и своеобразного лебединского типов, проявленного в специфических условиях юрской терригенной толщи;

- широким развитием в грабен-впадинах неоднократно подновлявшихся региональных зон дофанерозойских разломов первого порядка, имеющих важное магмоконтролирующее значение;

- повсеместным развитием подобных грабен-впадин в выделяемых потенциальных рудных районах в пределах Центрально-Алданской металлогенической зоны. Это Верхне-Яко-

кутская и Куранахская грабен-впадины в Центрально-Алданском рудно-россыпном районе (ЦАРР), Ытымджинская в Ломамском, Гынымская в Тыркандинском районах и др.

Особенности строения Верхне-Якокутской грабен-впадины, выполненной терригенными отложениями. Рассматриваемая территория расположена в пределах ЦАРР, расположенного на севере Центрально-Алданской металлогенической зоны, которая объединяет месторождения и рудопроявления, связанные общностью происхождения, а именно мезозойской тектоно-магматической активизацией, сопровождавшейся широким проявлением субщелочного, отчасти кислого и, в единичных случаях, мафит-ультрамафитового магматизма.

Исходя из этапов геологического развития территории в пределах ЦАРР выделяются следующие типы геологических структур (структурные этажи), играющие важную роль в локализации золотого оруденения: структуры раннедокембрийского кристаллического фундамента (I структурный этаж); платформенные структуры, выполненные осадочными терригенно-карбонатными породами (II структурный этаж); интрузивно-вулканические комплексы мезозойской тектоно-магматической активизации (III структурный этаж); структуры неотектонической активизации (IV структурный этаж) (таблица).

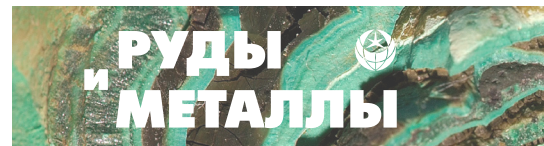
Площадь ЦАРР, характеризующаяся широким распространением субщелочных интрузий, связана с крупной орогенной структурой первого порядка – Центрально-Алданским магматектоногеном. В качестве блоковых структур второго порядка, осложняющих Центрально-Алданский магматектоноген, на площади рудного района выделяются Верхне-Якокутская и Куранахская грабен-впадины, соответствующие одноимённым рудным полям (РП).

Геолого-структурная позиция района определяет наличие региональных зон дофанерозойских магмоконтролирующих разломов первого порядка, способствовавших внедрению и размещению рудообразующих мезозойских магматических очагов граносиенитового магматизма.

Прогнозно-поисковая модель потенциального рудного поля, локализованного в юрских терригенных отложениях (В. С. Звездов, В. В. Столяренко, 2015 г.)

Mineral potential model for prospective area located in Jurassic terrigenous sequence (V. S. Zvezdov, V. V. Stolyarenko, 2015)

Элементы модели (прямые и косвенные поисковые критерии и признаки)	Характеристика элементов прогнозно-поисковой модели (поисковых критериев и признаков)
1	2
1. Формационные 1.1. Рудоносные (рудовмещающие) осадочные формации и обстановка их становления	Двухчленный разрез осадочных пород платформенного чехла – венд-раннекембрийский карбонатный и рудовмещающий ранне-среднеюрский терригенный. На размытой поверхности кембрийских карбонатных отложений с региональным несогласием залегает толща молассовой формации терригенных пород ранней юры (юхтинская свита). Терригенная толща образована в мелководном бассейне. Триасовая кора выветривания в карстовых депрессиях по доломитам венда
1.2. Рудоносные (рудовмещающие) плутоногенные формации и обстановка их становления	Западная часть Центрально-Алданского магматического ареала известково-щелочных, субщелочных и щелочных пород от основного до кислого состава, сформированного большей частью в ходе мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского выступа докембрийского фундамента (щита). Дайки и пластообразные интрузии лампроитов и лампрофиров среднеюрского – позднемелового возраста лейцитит-щёлочно-сиенитовой формации
1.3. Перекрывающие (а) и прорывающие (б) формации	а) неоген-четвертичные отложения, продукты коры выветривания, юрские терригенные отложения; б) дайки лейцитит-щёлочно-сиенитовой формации
1.4. Формации субстрата и рамы рудоносных плутоногенных и вулканогенных формаций	Породы молассовой формации юры, известняково-доломитовой формации венда, метаморфические комплексы архея и гранитоиды протерозоя, слагающие фундамент рудовмещающей известняково-доломитовой формации
2. Литологические и стратиграфические	Размещение золотого оруденения в стратонидных пластообразных залежах углистых алевролитов юхтинской свиты на нескольких литолого-стратиграфических уровнях молассовой формации юры совместно с пластовыми телами монцонит-сиенитовой формации. Размещение крутопадающих минерализованных зон разломов, нередко сопровождающихся оруденелыми тектоническими брекчиями, золото-сульфидно-кварцевых жил (самостоятельных и сопряжённых с рудными брекчиями), минерализованных зон в метасоматически изменённых дайках (самостоятельных и сопряжённых с пластовыми телами) преимущественно в разрезе молассовой формации юры и известняково-доломитовой формации венда и отчасти в лейцитит-щёлочно-трахитовой формации, представленной щелочными вулканогенными образованиями. Оруденение куранахского типа образует залежи пластообразной неправильной формы в карстовых депрессиях, приуроченные к стратиграфическому контакту нижнекембрийских и юрских пород
3. Структурные	Северный склон выступа архейского метаморфического фундамента (Алданского щита), осложнённый грабен-впадиной, ограниченной региональными зонами дофанерозойских разломов различного простирания. Грабен-впадина выполнена породами рудовмещающей молассовой формации юры и известняково-доломитовой формации венда с пласто- и лакколитообразными телами, а также дайками рудоносной монцонит-сиенитовой формации, контролирующимися структурами более высокого порядка



Продолжение таблицы

1	2
	<p>Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры: прибортовые части мезозойской грабен-впадины, ограниченной сбросами; разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания; зоны субгоризонтальных вмещающих дислокаций, частные депрессионные структуры на уровнях рудолокализации; линейные зоны катаклаза, милонитизации в породах</p>
4. Интрузивные	<p>Интрузивные тела мезозойской тектоно-магматической активизации двух возрастных этапов: средне-позднеюрский (томмотский (?)) вулканический лейцитит-щёлочно-трахитовый и позднеелигдарский гипабиссальный сиенит-порфировый комплексы); позднеюрско-раннемеловой (лебединский плутонический монзонит-сиенит-гранитовый комплекс), среднеюрско-позднемеловые интрузии щелочных лампрофиров и лампроитов (раннекуранахского комплекса), раннемеловые тингуаиты и сельвсбергиты (эльконского комплекса) и сиенит-порфиры (колтыконского комплекса). Интрузии представлены силлами, дайками и штокообразными телами</p>
5. Проявления рудной минерализации и условия их локализации	<p>Стратоидные залежи прожилково-вкрапленных первичных золото-полисульфидных и вторичных окисленных золото-лимонитовых руд в углистых алевролитах терригенной толщи. Жилы первичных золото-сульфидно-кварцевых и вторичных золото-лимонитовых окисленных руд преимущественно в терригенной толще (иногда в сопровождении рудных брекчий). Минерализованные зоны в метасоматически изменённых дайках (самостоятельных и сопряжённых с пластовыми телами). Прожилково-вкрапленные золото-пирит-кварцевые и частично окисленные золото-пирит-лимонитовые руды в минерализованных зонах разломов, часто сопровождающихся оруденелыми тектоническими брекчиями. Тела пластообразной неправильной формы, выполненные корами выветривания по первичным эпитегрмальным золото-пирит-кварцевым рудам с большим количеством гипергенных минералов, сформированные в карстовых депрессиях вблизи даек субщёлочного состава, фиксирующих рудоконтролирующие структуры</p>
6. Морфологические	<p>Структурно-морфологические типы золоторудных тел:</p> <ul style="list-style-type: none"> • субгоризонтальные залежи лентовидной, трубо- и пластообразной форм; • крутопадающие жилы, иногда сопровождающиеся рудными брекчиями; • линейные штокверки разной ориентировки с осевыми крутопадающими жильно-прожилковыми зонами, сопровождающиеся оруденелыми тектоническими брекчиями; • крутопадающие минерализованные зоны в метасоматически изменённых дайках; • крутопадающие минерализованные зоны разломов, часто сопровождающиеся оруденелыми тектоническими брекчиями и золотосодержащими дайками. <p>Для куранахского типа – залежи пластообразной неправильной формы мощностью 10–20 м</p>
7. Метасоматические	<p>Для пород молассовой формации, вмещающей оруденение в метасоматически изменённых дайках и пластовых интрузивах лампрофиров и лампроитов, характерно проявление метасоматитов пирит-карбонат-калишпат-кварцевого состава. Данный комплекс пород распространён относительно локально, проявлен в виде линейных прерывистых зон вдоль даек. Интенсивность изменений – от незначительной (окварцевание вмещающих песчаников, проявление карбонатных прожилков) до интенсивной (образование пирит-кварцевых тел по зонам дробления и приконтактовым частям даек, тектонических нарушений). В дайках наблюдаются серпентинизация, хлоритизация и интенсивная карбонатизация породы.</p>

Продолжение таблицы

1	2
	<p>Здесь же проявлены метасоматиты без определённой генетической привязки, важнейшими из которых являются гумбеиты. Отмечается отчётливая приуроченность их к разрывным нарушениям различных направлений с расширением границ распространённости на контакте юры-кембрия. Состав: ортоклаз, пирит, анкерит, кварц. В этой формации представлены также своеобразные кварцевые метасоматиты (джаспероиды), представляющие собой продукты перекристаллизации кремнистых образований, формирующих достаточно выдержанные горизонты в составе карбонатной толщи. Перекристаллизация происходила, вероятно, в процессе диагенеза и последующего метаморфизма, вызванного общим прогревом толщ пород в результате внедрения значительных магматических масс.</p> <p>Для куранахского типа – золотоносные, сульфидизированные кварцевые и кварц-калишпатовые метасоматиты</p>
8. Минералогические	<p>Для жильных золото-полисульфидно-кварцевых рудных тел, образованных по минерализованным зонам дробления в песчаниках и алевролитах, минералогическими признаками служат проявления минерализации, отвечающие по составу выделенным типам руд:</p> <ul style="list-style-type: none"> • первичные руды – сульфидно-калишпат-карбонатно-кварцевые метасоматиты. Среди сульфидов преобладает пирит, в меньшем количестве присутствуют галенит и сфалерит, гидроксиды железа, вторичные минералы меди, блёклые руды, магнетит, ярозит, рисовидный кварц; • гипергенные руды, образованные в зоне окисления сульфидно-калишпат-карбонат-кварцевых метасоматитов. Их состав – лимонит-карбонат-полевошпат-кварцевый, редко пирит-карбонат-кварцевый. <p>В рудах отмечаются свободное золото, гидроксиды железа (псевдоморфозы лимонита по пириту), гидроксиды марганца, вторичные минералы меди, вторичные минералы свинца, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит.</p> <p>Пологозалегающие залежи в углистых алевролитах вблизи крутопадающих золоторудных зон характеризуются объёмным развитием окварцевания и сульфидизации по алевролитам, иногда с тонкими прожилками сульфидов и кварца.</p> <p>Для крутопадающих золото-полисульфидно-кварцевых жил, иногда сопровождающихся рудными брекчиями, основными минералогическими признаками служат проявления минерализации, отвечающие по составу выделенным типам руд – карбонат-пирит-кварцевому, гематит-пирит-кварцевому, пирит-кварцевому и кварц-полисульфидному.</p> <p>Для куранахского типа – руды золото-пирит-кварцевого типа, в значительной степени окисленные. Основная масса их представлена брекчиевыми и массивными разностями, перемежающимися с оруденелыми глинистыми образованиями.</p> <p>Общими поисковыми признаками служат золотоносные россыпи, шлиховые потоки рассеяния золота. Интенсивная окисленность руд Верхне-Якутской грабен-впадины определяет ведущую роль в качестве минералогических поисковых признаков таких минералов, как гётит, гидрогётит, лимонит, англезит, малахит и азурит</p>
9. Экзогенная золотоносность	<p>Многочисленные шлиховые потоки и месторождения россыпного золота (в том числе с наличием золотин с признаками ближнего сноса)</p>
10. Геохимические	<p>Рудные тела как окисленных метасоматитов, так и углистых сульфидизированных алевролитов сопровождаются первичными и вторичными ореолами свинца, серебра, меди, вольфрама. Геохимические ореолы меди также сопровождают дайки и пластовые тела лампрофиров и лампроитов.</p> <p>Геохимические аномалии золота, серебра, свинца, меди, цинка (для золото-сульфидного типа руд) и золота, серебра, мышьяка, сурьмы и ртути (для золото-пирит-кварцевых жил).</p> <p>Для куранахского типа вторичные малококонтрастные аномалии золота, мышьяка, серебра, меди и свинца свидетельствуют о наличии рудоносных карстовых депрессий</p>

Окончание таблицы

1	2
11. Геофизические	<p>Верхне-Якокутской грабен-впадине соответствует минимум гравитационного поля интенсивностью до 26 мГл. Магнитное поле большей части структуры отрицательное, средней напряжённостью -200...-300 нТл, с локальными аномалиями в основном северо-западного простирания интенсивностью до 800 нТл. Ограничивающие грабен-впадину разрывные нарушения выражаются в магнитном поле спрямлёнными участками изоаномалий и зонами градиентов поля.</p> <p>В физических полях практически не фиксируются рудные тела:</p> <ul style="list-style-type: none"> • стратойдные залежи прожилково-вкрапленных первичных золото-полисульфидных и вторичных окисленных золото-лимонитовых руд в углистых алевролитах терригенной толщ; полисульфидных и вторичных окисленных золото-лимонитовых руд в углистых алевролитах терригенной толщ; • прожилково-вкрапленные золото-пирит-кварцевые и частично окисленные золото-пирит-лимонитовые руды в минерализованных зонах разломов, сопровождающиеся оруденелыми тектоническими брекчиями. <p>Дайки лампроитов и лампрофиров выделяются по магниторазведке максимумами в магнитном поле, а также в скважинах методом каротажа магнитной восприимчивости.</p> <p>Жилы первичных золото-сульфидно-кварцевых и вторичных золото-лимонитовых окисленных руд преимущественно в терригенной толще (иногда в сопровождении рудных брекчий) фиксируются наименьшим электрическим сопротивлением в сотни Ом-м.</p> <p>Для куранахского типа рудоконтролирующие структуры, дайки и карстовые депрессии фиксируются в магнитном и гравитационном полях</p>

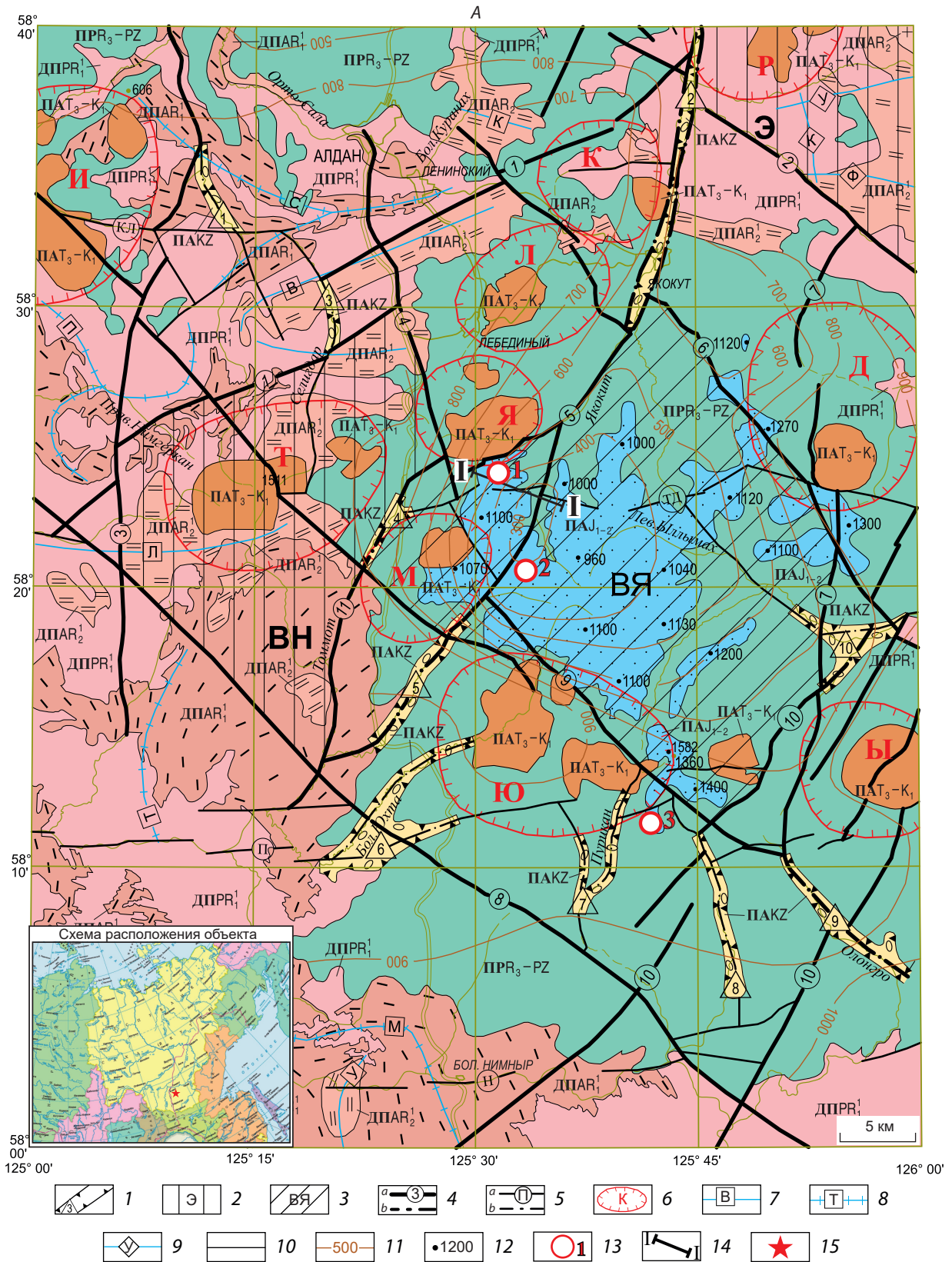
Как и на всём Центральном Алдане, мезозойские магматические образования в Верхне-Якокутском РП отличаются разнообразием состава, интенсивным проявлением гидротермально-метасоматических процессов и, что самое главное, их исключительной ролью как одного из важнейших факторов рудоконтроля. Они представлены штоками, силлами и дайками: среднеюрско-верхнемеловыми лампрофитами и лампроитами нижнекуранахского, верхнеюрско-нижнемеловыми сиенитами лебединского, нижнемеловыми сиенит-порфирами колтыконского и нижнемеловыми тингуаитами и сельвсбергитами эльконского комплексов.

С магматизмом среднеюрско-верхнемеловых лампрофиров, лампроитов и верхнеюрско-нижнемеловыми породами лебединского монзонит-сиенитового комплекса связано проявление метасоматитов пирит-карбонат-калишпат-кварцевого состава. Данный комплекс пород распространён относительно локально в виде линейных прерывистых зон вдоль даек, реже – пластовых интрузий. Интенсивность

гидротермально-метасоматических процессов этого типа различная: от незначительной (окварцевание вмещающих песчаников, проявление карбонатных прожилков) до интенсивной (образование пирит-кварцевых тел по зонам дробления и приконтактовым частям даек, тектонических нарушений). По вещественному составу, геохимической специализации, связи с определёнными магматическими породами данные образования можно отнести к сульфидно-кварцевой формации с золотом, характерной для месторождений Лебединского рудного узла, проявленной в специфических условиях юрской терригенной толщ.

Модель рудного поля характеризует его геологическую позицию в пределах рудного района, особенности строения, взаимосвязь оруденения с тектоническими, магматическими и гидротермально-метасоматическими образованиями, обладающими определённой позицией в пределах вмещающих пород.

Анализ структуры рудного поля связан с выяснением его геологической позиции и соотношения региональных структур различного



В

Структурные этажи (возраст формаций)	Этапы развития	Эпиплатформенной активизации	Платформенный	Доплатформенный
		ПА	П	ДП
IV (KZ)		ПАКZ Глинисто-песчано-конгломератовая		
III (MZ)		ПАТ ₃ -K ₁ Щёлочносиенит-щёлочнотраховитовая, щёлочнопикритовая, моноцит-сиенит-гранитовая, фергусит-щёлочно-сиенитовая, лейцитит-щёлочно-траховитовая		
		ПАJ ₁₋₂ Конгломерато-песчаниковая		
II (PR ₂ -PZ)			ПPR ₃ -PZ Мергельная, мергельно-доломитовая, доломитовая	
I (AR ₁ -PR ₁)				ДПР ₁ ¹ Гранитовая
				+ДПАР ₂ + Плагио-гранитовая
				ДПАР ₂ ¹ Мрамор-сланцевая
				ДПАР ₁ ¹ Кварцито-гнейсовая

Рис. 1. Тектоническая схема Верхне-Якокутской грабен-впадины, лист 0-51 XVIII (А), структурные этажи и слагающие их формации (В):

1 – структуры неотектонической активизации (IV структурный этаж). Кайнозойские грабен-долины: 1 – Среднеселигдарская, 2 – Верхнеякокутская, 3 – Верхнеселигдарская, 4 – Верхнетоммотская, 5 – Малоюхтинская, 6 – Большеюхтинская, 7 – Пуриканская, 8 – Пуричинская, 9 – Олонгринская, 10 – Левобыллымахская; 2–3 – структуры мезозойской эпиплатформенной активизации (III структурный этаж). Блоковые структуры второго порядка: 2 – горсты (Э – Эльконский, ВН – Верхне-Нимгерканский); 3 – грабен-впадина: ВЯ – Верхне-Якокутская; 4 – разломы главные: а – достоверные (1 – Томмотский, 2 – Юхухтинский, 3 – Хатыстырский, 4 – Ортосалинский, 5 – Якокутский, 6 – Верхнеыллымахский, 7 – Джекондинский, 8 – Верхненимгерканский, 9 – Юхтинский, 10 – Ыллымахский, 11 – Томмот-Эльконский); б – скрытые под перекрывающими образованиями; 5 – разломы второстепенные: а – достоверные (КЛ – Кюелляхский, ТД – Томмот-Джекондинский, П – Пуриканский, Н – Нимнырский); б – скрытые под перекрывающими образованиями; 6 – узлы проявлений магматизма (магматогены): И – Инаглинский, Т – Томмотский, Р – Рябиново-Редергинский, Л – Лебединский, Д – Джекондинский, Ы – Ыллымахский, Ю – Юхтинский, М – Мрачинский, Я – Якокутский, К – Колтыконский; 7–9 – структуры кристаллического фундамента (I структурный этаж). Пликативные структуры: 7 – оси синклиналей (синформ): Л – Левонимгерканская, В – Верхнеортосалинская, К – Колтыконская, У – Усть-Николкинская; 8 – оси антиклиналей (антиформ): С – Селигдарская, П – Правонимгерканская, Т – Томмотская, М – Малоаянская; 9 – зоны разломов ранне-докембрийского заложения: У – Удачная, Ф – Федоровская, К – Курумканская; 10 – границы геологических формаций; 11 – изогипсы подошвы венд-нижнекембрийских отложений, м; 12 – абсолютные отметки подошвы юрских отложений, м; 13 – поисковые участки с золоторудными объектами различных морфологических типов: 1 – Юрбетский, 2 – Якокутский, 3 – Пуриканский; 14 – линия разреза; 15 – расположение объекта; остальные усл. обозн. см. табл. (В)

Fig. 1. Tectonic scheme of the Upper Yakokutsk graben depression, sheet O-51 XVIII (A):

1 – structures of neotectonic activation (structural stage IV). Cainozoic graben-valleys: 1 – Middle Seligdar, 2 – Upper Yakokut, 3 – Upper Seligdar, 4 – Upper Tommot, 5 – Maloyukhtinsk, 6 – Bolsheyukhtinsk, 7 – Purikansk, 8 – Purichinsk, 9 – Olongrinsk, 10 – Levoylymakhs; 2–3 – structures of the Mesozoic orogenic activation (structural stage III). Block structures of the second order: 2 – horsts (Э – Elkonsk, ВН – Upper Nimgerkansky); 3 – graben-depression: ВЯ – Upper Yakokutsk; 4 – main faults: a – reliable (1 – Tommotsk, 2 – Yukhukht, 3 – Khatystyrsk, 4 – Ortosalinsk, 5 – Yakokutsk, 6 – Upper Ylymakhs, 7 – Dzhekondinsk, 8 – Upper Nimgerkansky, 9 – Yukhta, 10 – Ylymakhs, 11 – Tommot-Elkonsk); b – hidden under the overlapping formations; 5 – secondary faults: a – reliable (КЛ – Kyuelliakhsk, ТД – Tommot-Dzhekondinsk, П – Purikansk, Н – Nimnysk); b – hidden under the overlapping formations; 6 – magmatic complexes: И – Inaglinsk, Т – Tommotsk, Р – Ryabinovo-Rederginsk, Л – Lebedinsk, Д – Dzhekondinsk, Ы – Yllimakhs, Ю – Yukhtinsk, М – Mrachninsk, Я – Yakokutsk, К – Kolytkonsky; 7–9 – structures of the crystalline basement (structural stage I). Plicative structures: 7 – syncline axes (synform): Л – Levonimgerkansky, В – Upper Orthosalinskaya, К – Kolytkonskaya, У – Ust-Nikolkinskaya; 8 – anticline axes (antiforms): С – Seligdarskaya, П – Pravo-Nimgerkansky, Т – Tommotskaya, М – Maloayansk; 9 – Early Precambrian fault zones: У – Udachnaya, Ф – Fedorovskaya, К – Kurumkansky; 10 – margins of geological formations; 11 – isohypses of the base of the Vendian-Lower Cambrian deposits, m; 12 – absolute marks of the base of the Jurassic deposits, m; 13 – prospecting areas with gold occurrences of various morphological types: 1 – Yurbetsky, 2 – Yakokutsky, 3 – Purikansky; 14 – cross-section line; 15 – location of the occurrence; see table for other legend (B)

ранга. Блоковое строение изучаемой площади определяется сочетанием иерархически соподчинённых разнопорядковых блоковых структур отрицательного и положительного знаков, развивающихся в течение длительного (триас-мел) периода тектоно-магматической активизации. При этом от этапа к этапу в ходе реализации тектонических движений и сопутствующих им проявлений магматизма происходило усложнение структурного плана.

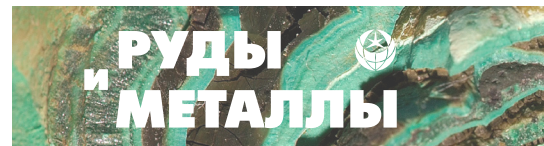
Структурно-тектоническое строение площади Верхне-Якокутского РП обусловлено расположением её в пределах Верхне-Якокутской грабен-впадины, сформированной в зоне мезозойской тектонической активизации в результате сводово-глыбового тектоногенеза.

Границами Верхне-Якокутской грабен-впадины (точнее, её наиболее опущенной части) служат региональные зоны дофанерозойских разломов первого порядка: Юхтинский, Верхнеыллымахский, Ыллымахский, Джеккондинский, Якокутский и Томмот-Эльконский (рис. 1, А). Последние два являются основными рудоконтролирующими структурами Центрально-Алданского района. К ним приурочено большинство известных в данном регионе месторождений рудного золота. При этом про-

чие региональные разломы, ограничивающие грабен-впадину, также имеют определённое рудоконтролирующее значение. Таким образом структурный контроль – основной фактор, определяющий положение рудных объектов Центрально-Алданского рудного узла в минерализованных зонах разломов [7]. Амплитуды вертикальных перемещений по отдельным разломам обычно составляют десятки метров. При этом суммарные смещения блоков по системе трещин, объединяемых в единый разлом, достигают первых сотен метров (рис. 2).

Современный дизъюнктивный план площади сформировался главным образом в течение эпиплатформенной активизации, в которую были вовлечены практически все зоны древних разрывных нарушений. Последние не только определили блоковое строение района, но и имеют важное магмоконтролирующее значение. Ширина полосы разломов в рамках единого дизъюнктива колеблется от первых до 5–10 км.

Якокутская зона разломов – одна из основных рудоконтролирующих структур Верхне-Якокутской грабен-впадины. Простирается зона изменяется от 10° в северной до 30° в центральной части территории, где она при пе-



ресечения с разломами северо-западных направлений «расщепляется» в форме структуры «конский хвост».

Ширина зоны на водоразделе верховьев рек Якоцит – Томмот в пределах описываемой площади достигает 10 км. В этой части она осложняется многочисленными разнонаправленными разрывными нарушениями, которые и определяют сбросово-блоковое строение толщи юрских терригенных отложений. К этой же части приурочены участки концентрации даек и пластовых интрузий различного состава, зон дробления, которые зачастую трансформируют разрывные нарушения высоких порядков.

В узлах сопряжения региональных разломов образуется зона трещиноватости с каркасно-блоковым строением повышенной «проницаемости», ограниченная в пределах рудного поля разломами различного простирания. На площади рудного поля подобных зон с каркасно-блоковым строением может быть несколько. Следует отметить, что подобные узлы сопряжения региональных структур наиболее благоприятны для их многократного подновления [12].

В пределах Верхне-Якокутского рудного поля рассматриваемые участки сопряжения ограничиваются разломами северо-западного (Юхтинский и Ыллымахский) и северо-восточного (Томмот-Эльконский и южный фрагмент Якокутского) простираний (участки Юрбетский, Якокутский (зона Геохимическая) и Пуриканский) (см. рис. 1, А). Зона рудовмещающих дислокаций в этом случае представляет собой каркас крутопадающих разломов второго и более высоких порядков преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний.

Разломы в юрских терригенных отложениях фиксируются в виде зон различной мощности, выполненных трещиноватыми породами, катаклазитами, тектоническими брекчиями, милонитами, иногда проявлениями гидротермально-метасоматической минерализации, а также кварцевыми жилами, имеющих простирания, совпадающие в целом с плоскостью региональной трещиноватости.

Пространственно минерализованные зоны приурочены к осевой части разрывных тектонических структур северо-западного и северо-восточного простираний. Разрывные деформации в подстилающей карбонатной толще на контакте с перекрывающими их терригенными породами фиксируются, как правило, интенсивно закарстованными зонами дробления и трещиноватости.

Помимо золотосодержащих зон дробления, зоны разломов выполняются многочисленными дайками различного состава, к которым в ряде случаев также приурочено золотое оруденение.

Для грабен-впадин характерно присутствие в рудоконтролирующих структурах полей большого количества мезозойских даек и малых интрузивных тел в виде штоков и силлов. Так, Верхне-Якокутскую грабен-впадину часто рассматривают как гигантский штокверк, насыщенный дайками субщелочного состава. Такое количество малых интрузивных тел в пределах грабен-впадины отчасти объясняется её блоковым строением, определяющим повышенную проницаемость площади. При этом насыщенность мелкими интрузивными телами терригенных пород в пределах тех или иных участков часто отражает степень их геологической изученности. Особенно это касается тел лампрофиров, поскольку вследствие слабой устойчивости к выветриванию данные образования часто фиксируются только в горных выработках и буровых скважинах и практически совершенно отсутствуют на дневной поверхности в делювиальных отложениях.

Дайки имеют различное простирание и иногда связаны с оперяющими системами дофанерозойских разломов, о чём свидетельствуют их простирания, не всегда совпадающие с основной ориентировкой региональных разломов.

Рудные поля этого типа часто не вмещают потенциально рудоносные крупные субщелочные массивы, однако последние могут располагаться по границам подобных впадин (Якокутский и Джекондинский массивы на границе Верхне-Якокутской (см. рис. 1, А),

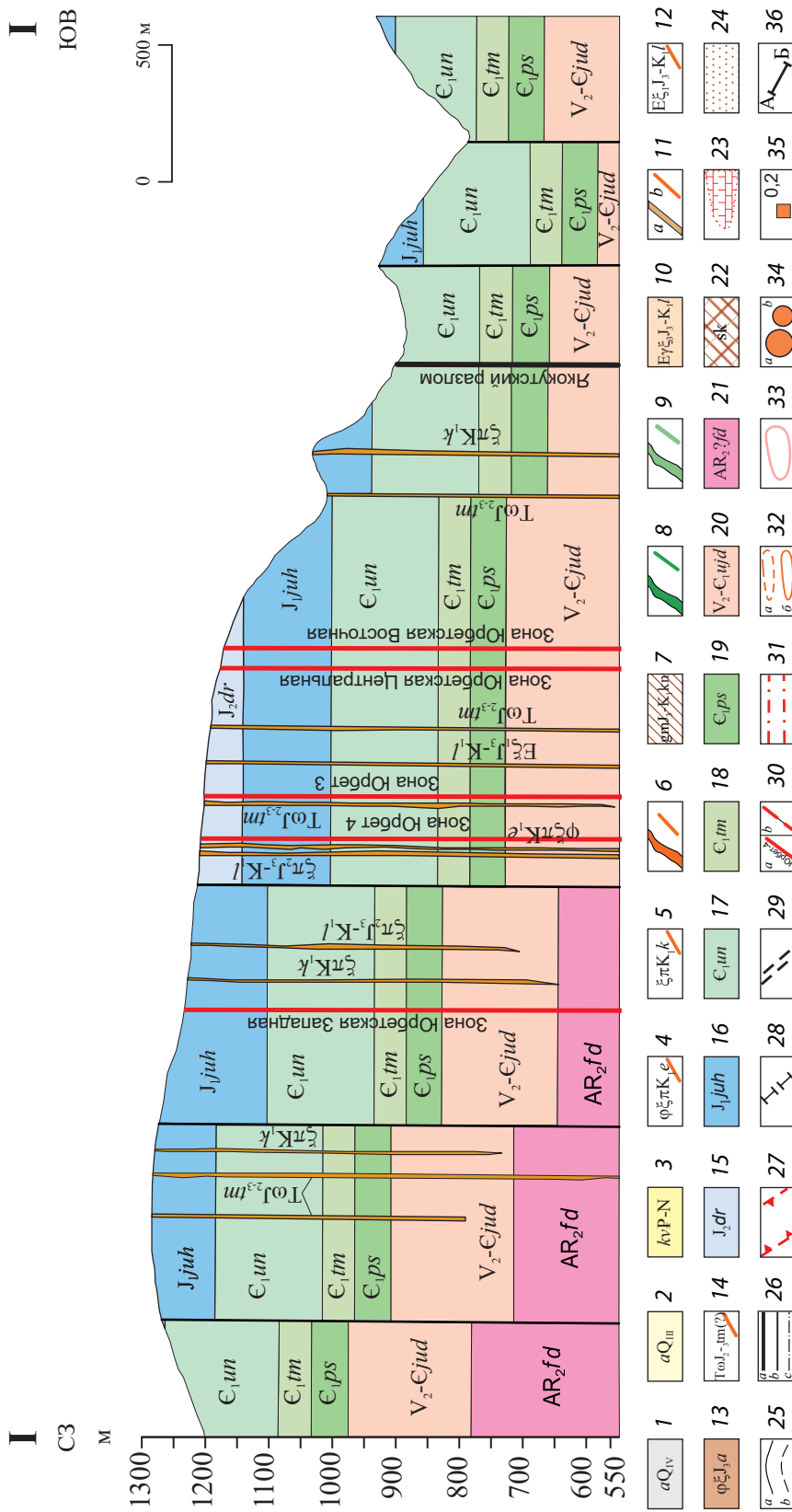
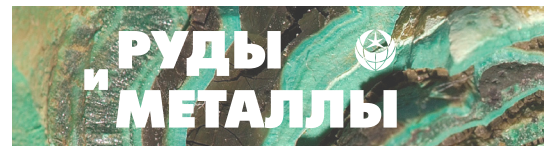


Рис. 2. Геологический разрез по линии I–I' Верхне-Якутской грабен-впадины (при составлении использованы картографические материалы: ГДП-200, ГУ ГПП РС (Я) «Якутскгеология», с/а «Селигдар»):

I – современные отложения. Аллювиальные песчано-галечные, валуно-галечные, супеси, илы низких пойм, русел; 2 – аллювиальные валуно-песчано-галечные отложения I и II надпойменных террас; 3 – палеоген-неогеновые отложения нерасчленённые; 4 – дайки тингуаитов, эгириновых бостонитов (E_{ϕ}^{ξ}); 5 – дайки сиенит-порфиров, ортофиров ($\tau\mu$), трубки взрыва сиенит-порфиров и их эруптивных брекчий; 6 – дайки, силлы сиенит-порфиров (χJ_2-K_2), минетт ($m\chi$), вогезитов ($v\chi$), пирит-карбонат-каллишаговые, пирит-каллишаговые метасоматы (гумбеиты); 8 – дайки и силлы лампрофиров (χJ_2-K_2), минетт ($m\chi$), вогезитов ($v\chi$), бостонитов ($b\chi$); 9 – дайки и силлы лампроитов ($\xi\chi J_2-K_2$); 10–12 – Алданский комплекс: 10 – третья фаза. Штоки, лакколиты щёлочно-полевых граносиенитов порфиroidных и крупнозернистых (E_{ϕ}^{ξ}), щёлочно-полевых граносиенитов и нордмаркитов (нерасчленённые) (E_{ϕ}^{ξ}); 11 – вторая фаза (ξJ_2-K_1); a – лополиты, штоки, лакколиты сиенитов, кварцевых сиенитов (q_{ξ}), граносиенитов (v_{ξ}), граносиенит-порфиров (v_{ξ}^{τ}), монцититов (μ_2); b – дайки,



силлы сиенит-порфиров ($\xi\pi_2$): 12 – первая фаза. Дайки щёлочнопеллошпатовых сиенитов ($E\xi_1J_3-K_1D$); 13 – Алданский комплекс. Вторая фаза. Штоки, лополиты, кольцевые интрузии нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов ($E\xi_2$), пулавскитов ($E\xi p_2$), лавриковитов ($E\xi l_2$); 14 – дайки щёлочных трахитов; 15 – дурайская свита. Переслаивание песчаных мелко- и среднеразмерных, алевролитов и аргиллитов; 16 – юхтинская свита. Песчаники разнородные, редкие прослои и линзы гравелитов, конгломератов и алевролитов; 17 – унгелинская свита нерасклеванная, доломиты, мергели, кремневые доломиты; 18 – тумулдурская свита. Доломиты тёмно-серые, иногда пятнистые, часто битуминозные; 19 – пестроцветная свита. Переслаивание глинистых доломитов и мергелей розовых, жёлтых и др.; 20 – устьюдомская свита. Доломиты, в том числе битуминозные, прослои оолитообразных, реже глинистых, известковистых доломитов; 21 – докембрийский кристаллический фундамент; 22 – скарны; 23 – мраморы; 24 – роговики; 25 – геологические границы: *a* – достоянные, *b* – предполагаемые; 26 – разрывные нарушения: *a* – главные и их названия, *b* – второстепенные, *c* – предполагаемые, в том числе под четвертичными отложениями; 27 – рудоконтролирующие зоны деформаций; 28 – явно выраженные линейaments, выявленные по данным дешифрирования ортосоматофотопланов масштаба 1 : 25 000, по данным СПб. ГГУП «СФ МИНЕРАЛ», 2018; 29 – выявленные зоны дробления, по данным полевых работ 2019 г. ФГБУ «ЦНИГРИ»; 30 – зоны метасоматически изменённых пород с золотым оруденением кварцево-жильного типа и их названия: *a* – достоверные, *b* – предполагаемые; 31 – зоны развития оруденёлых тектонических брекчий (Г. М. Азанов, В. Г. Бердник, 1957 г.); 32 – литохимические аномалии золота (содержание в г/т): *a* – 0,1–0,6, *b* – 0,6–1,0; 33 – литохимические аномалии мышьяка (содержание в %): 0,003–0,01; 34 – рудопроявления золота (*a*), пункты минерализации золота (*b*); 35 – золото (г/т) по данным пробирного или атомно-абсорбционного анализов в штуфных и бороздовых пробах; 36 – линии разрезов

Fig. 2. Geological section along the line I–I of the Upper Yakokutsk graben-depression (cartographic materials were used in compiling: GDP-200, Yakutskgeologia, s/a Seligdar):

1 – modern deposits. Alluvial sand-pebble, boulder-pebble, silty loam, silts of low floodplains, channels; 2 – alluvial boulder-sand-pebble deposits I and II of terraces above the floodplain; 3 – undivided Paleogene-Neogene sequences; 4 – dikes of tinguaita and aegirine bostonite (Ebx); 5 – dikes of porphyritic syenite, orthophyre (π_1), explosion pipes of syenite-porphyr and their eruptive breccias; 6 – dikes, syenite-porphyr sills ($\xi\pi K_{1-2}$); 7 – pyrite-carbonate-K-feldspar, pyrite-K-feldspar metasomatites (gumbelite); 8 – dikes and sills of lamprophyre (χJ_2-K_2), minette ($m\chi$), vogesite ($v\chi$), bostonite (bx); 9 – lamproite dikes and sills ($\xi\chi J_2-K_2$); 10–12 – Aldan complex: 10 – third phase. Stocks, laccoliths of porphyritic and coarse-grained alkali-feldspar granosyenite and nordmarkite (undivided) ($Eq\xi_3$); 11 – second phase ($\xi_2 J_3-K_1D$); *a* – lopoliths, stocks, laccoliths of syenite, quartz syenite ($q\xi_2$), granosyenite ($\gamma\xi_2$), monzonite (μ_2); *b* – dikes, syenite-porphyr sills ($\xi\pi_2$); 12 – the first phase. Dikes of alkali feldspar syenite ($E\xi_1J_3-K_1D$); 13 – Aldan complex. Second phase. Stocks, lopoliths, ring intrusions of nepheline and analcime syenite, alkali syenite ($E\xi p_2$), laurvikite ($E\xi l_2$); 14 – dikes of alkaline trachyte; 15 – Durai Formation. Alternation of fine- and medium-grained sandstones, siltstones and mudstones; 16 – Yukhta Formation. Inequigranular sandstones, rare interlayers and lenses of gravelstone, conglomerate and siltstone; 17 – Ungelinskaya Formation, undivided. Dolomite, marl, silicified dolomite; 18 – Tumuldur Formation. The dolomite is dark grey, sometimes spotty, often bituminous; 19 – variegated suite. Alternation of clayey dolomite and marl of pink, yellow, etc.; 20 – Ustudom Formation. Dolomite, including bituminous, interlayers of oolitic, less often clayey, calcareous dolomite; 21 – Precambrian crystalline basement; 22 – skarn; 23 – marble; 24 – hornfels; 25 – geological boundaries: *a* – reliable, *b* – assumed; 26 – faults: *a* – main and their names, *b* – secondary, *c* – alleged, including under Quaternary deposits; 27 – ore-controlling deformation zones; 28 – pronounced lineaments, identified according to the data of interpretation of orthosomphotomaps at a scale of 1 : 25 000, according to the data of St. Petersburg State Unitary Enterprise “SF MINERAL”, 2018; 29 – identified fragmentation zones according to field work in 2019, TsNIGRI; 30 – zones of metasomatically altered rocks with quartz-vein gold mineralization and their names: *a* – reliable, *b* – assumed; 31 – zones of development of mineralized tectonic breccias (G. M. Azanov, V. G. Berdnik, 1957); 32 – lithochemical anomalies of gold (content in g/t): *a* – 0.1–0.6; *b* – 0.6–1.0; 33 – lithochemical anomalies of arsenic (content in %): 0.003–0.01; 34 – gold ore occurrences (*a*), points of gold mineralization (*b*); 35 – gold (g/t) according to the assay or atomic absorption analysis in hand specimens and chip samples; 36 – cross section lines

Чайдахский на границе Ытымджинской впадины). В этом случае они оказывают определённое влияние на структурные особенности прилегающего к ним участка грабен-впадины. Иначе говоря, особенности тектонического контроля в пределах рудного поля этого типа проявляются в основном с региональными зонами дофанерозойских разломов, а также как частный случай, с тектоникой, развитой за счёт внедрения на периферии грабен-впадин, крупных субщелочных массивов, что выражается в возникновении дополнительной, радиально-концентрической системы разломов. Данное обстоятельство обуславливает широкое развитие интенсивной блоковой и разрывной тектоники, а также магматических и гидротермально-метасоматических образований.

Связь оруденения с различными региональными разломами, а также относительная близость крупного субщелочного массива, представленного в данном случае Якокутской вулканоструктурой, обуславливают различное строение участков.

В пределах подобных участков могут формироваться рудные тела различных морфологического типа и состава – кварцевые жилы и окварцованные зоны дробления; зоны оруденелых тектонических брекчий; метасоматически изменённые дайки и пластовые тела субщелочного состава; зоны метасоматитов, развивающихся по зонам дробления осадочных пород и даек; углистые алевролиты, часто окварцованные и пиритизированные. Отмечаются дайки определённого состава, преимущественно развитые только в пределах этого участка.

Непосредственно рудные тела чётко контролируются зонами метасоматитов пирит-(лимонит)-калишпат-карбонат-кварцевого состава, развивающихся по зонам дробления осадочных пород и даек. Зона окисления развивается до глубины 20–50 м (в отдельных случаях до 100 м) и выражается в практически полном замещении пирита лимонитом и интенсивном разрушении вмещающих пород до глинисто-дресвяно-щебнистого состояния.

Неокисленные золоторудные метасоматиты прослежены до глубины 90–100 м по всей осадочной толще вплоть до гумбеитизированных кембрийских доломитов.

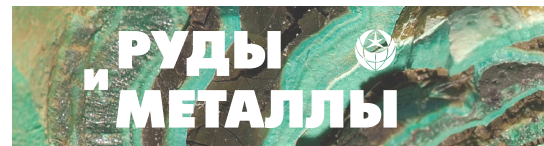
Распределение золота в пределах зоны неравномерное, содержание золота резко изменяется через 40–50 м от 0,6 до 5–6 г/т. С глубиной содержание золота может уменьшаться, что, возможно, связано с обогащением приповерхностных руд в процессе окисления. Границы рудных тел часто устанавливаются только опробованием.

Всё вышеперечисленное определяет горизонтальную зональность рудного поля.

Перспективы рудного поля также связываются с возможностью обнаружения пологозалегающих рудных тел в углистых алевролитах верхней подсвиты юхтинской свиты, представленных стратоидными залежами прожилково-вкрапленных, первичных золотополисульфидных и вторичных окисленных золото-лимонитовых руд в ряде случаев вблизи крутопадающих зон брекчирования. В пределах участков Юрбетский и Якокутский (зона Геохимическая) такие тела залегают субгоризонтально, висячем боку крутопадающих золоторудных зон брекчирования, иногда согласно с силлами лампроитов. Ряд золоторудных тел представлен минерализованными зонами в метасоматически изменённых послонных интрузиях мезозойских щелочных пород.

Рудные тела, представленные окисленными метасоматитами, сопровождаются первичными и вторичными ореолами свинца, серебра, меди, вольфрама. Геохимические ореолы меди также сопровождают минерализованные дайки и пластовые тела субщелочных пород. Существенную роль в локализации подобных субгоризонтальных рудных тел сыграло сочетание горизонтальных зон трещиноватости, широко развитых в терригенно-карбонатных породах, и крутопадающих разрывных нарушений.

Помимо этого, для разреза терригенно-карбонатных пород характерно наличие литолого-стратиграфических неоднородностей – зон межслоевых разрывов, контролирующих



размещение пирит-калишпатовых, пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов (гумбеитов) в породах чехла, а также прослоев углистых алевролитов, с которыми связаны окварцевание, сульфидизация и иногда золотоносность.

Разрывные деформации в подстилающих карбонатных породах на границе с терригенной толщей фиксируются, как правило, интенсивно закарстованными зонами, вмещающими золотоносные коры выветривания.

Повторение литолого-стратиграфических неоднородностей разреза является причиной многоярусного размещения оруденения.

Локализация оруденения в области структурных и литолого-структурных переходов определяет вертикальную зональность рудного поля [12].

Учитывая изложенное, можно ожидать, что перспективы обнаружения золоторудных тел в пределах терригенной толщи связаны:

- с широко распространёнными дайками сиенитов, лампроитов и лампрофиров, так как золотое оруденение содержится в минерализованных зонах, метасоматически изменённых дайках (самостоятельных и сопряжённых с пластовыми телами того же состава);

- с возможностью обнаружения стратойдных залежей прожилково-вкрапленных первичных золото-полисульфидных и вторичных окисленных золото-лимонитовых руд в углистых сульфидизированных алевролитах верхней подсвиты юхтинской свиты вблизи крутопадающих золотосодержащих зон брекчирования;

- с зонами оруденелых тектонических брекчий, нередко с кварцевым цементом;

- с кварцевыми жилами первичных золото-сульфидно-кварцевых и вторичных золото-лимонитовых окисленных руд преимущественно в терригенной толще, при этом не меньший интерес представляют сопровождающие их мощные зоны оруденелых брекчий;

- с прожилково-вкрапленными золото-пирит-кварцевыми и частично окисленными золото-пирит-лимонитовыми рудами, связанными с метасоматитами, локализованными в долгоживущих крутопадающих тектонических зонах;

- с оруденением куранахского типа, представленным минерализованной триасовой остаточной корой выветривания, развитой в карстовых депрессиях. Золоторудные тела пространственно и генетически связаны с юрско-меловыми магматическими породами – силлами и дайками сиенит-порфиров, ортофиров, лампроитов и лампрофиров, являющихся рудоподводящими структурами.

Различные морфологические типы золоторудного оруденения в пределах Верхне-Якутской грабен-впадины лучше всего изучены на рудопроявлениях Юрбетское, Странное, Геохимическое и др. (Г. М. Азанов, В. Г. Бердник, 1957 г.; А. Н. Власов, 2008 г.; В. С. Звездов, В. В. Столяренко, 2015 г.; И. И. Силин, И. Г. Баранов, 1975 г.).

Морфология рудных зон, выявленных на площади, показана на рис. 3. Более подробно различные морфологические типы золоторудных проявлений по участкам Юрбетский и Якутский рассмотрены ниже. Также дана краткая характеристика участка Пуриканский с рудопоявлением Гладкое, относящимся к куранахскому типу и расположенным на южном фланге Верхне-Якутской грабен-впадины (Е. И. Бирюков, 2007 г.).

Изучение структурных особенностей месторождений куранахского типа показало, что наиболее перспективными следует считать районы мезозойской активизации щита, в пределах которых существуют структуры типа «грабен». При этом наибольший промышленный интерес представляют участки, локализованные на флангах грабен-впадин с минимальными мощностями перекрывающих терригенных пород.

Подобные структуры более благоприятны для оруденения этого типа по следующим причинам:

- осадочный чехол, вмещающий известные на Алдане месторождения, наиболее полно сохранился в грабенах;

- грабены к моменту оруденения в силу своего блокового строения полнее насыщены благоприятными структурами;

- горизонтальные ослабленные зоны и зоны трещин отрыва, контролирующие оруденение и возникшие от тангенциальных давле-

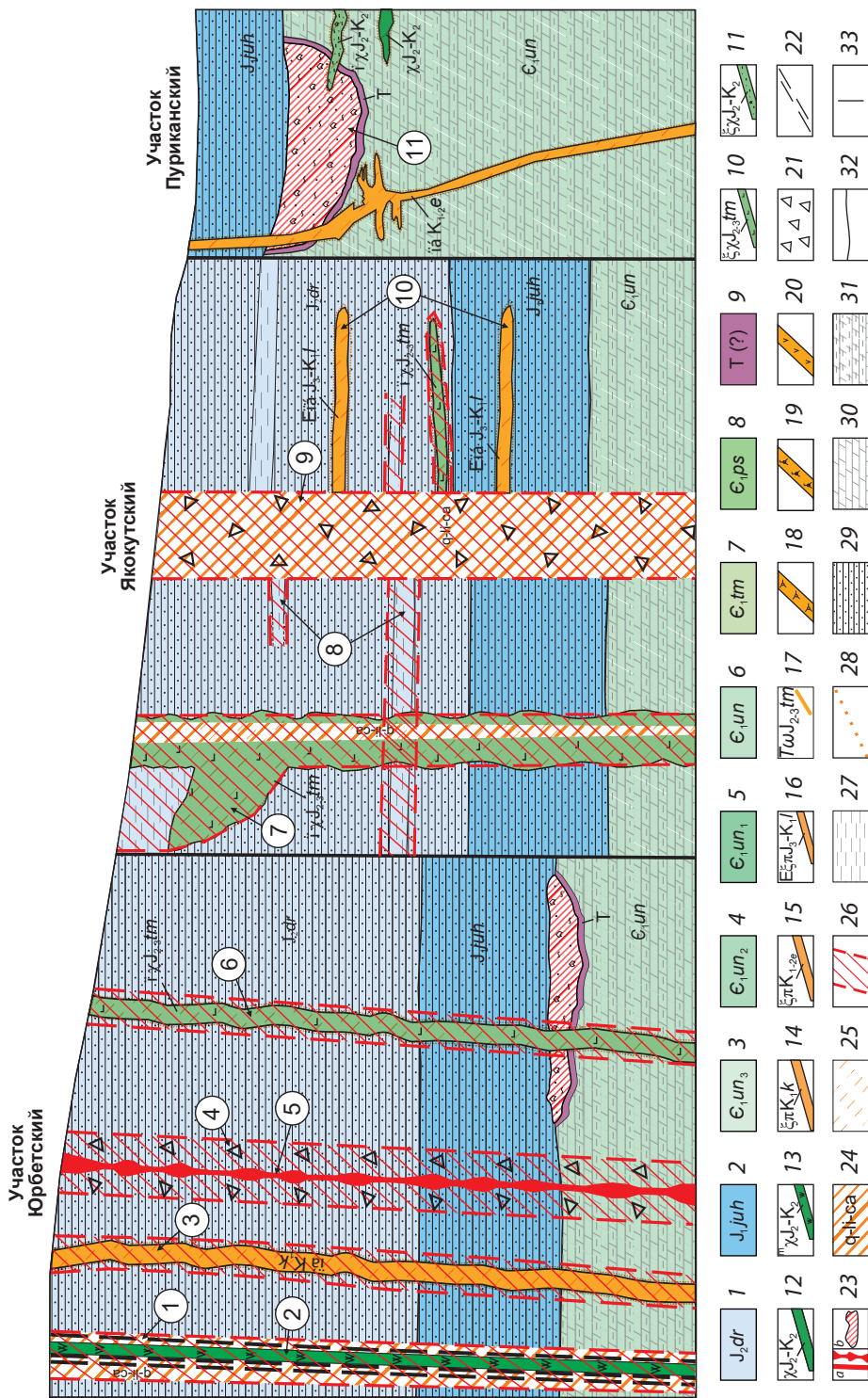
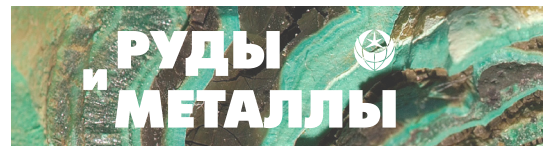


Рис. 3. Модель положения золотоносных тел различных морфологических типов в пределах развития юрских терригенных отложений в Верхне-Якокутской грабен-впадине:

1, 2 – юрская система: 1 – дурайская свита: переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых, алевролитов, аргиллитов; 2 – юхтинская свита: песчаники разномерные, редкие прослои и линзы гравелитов, конгломератов, алевролитов; 3–8 – кембрийская система, нижний отдел: 3–6 – унгелинская свита: 3 – верхняя подсвита: доломиты, прослой глинистых, строматолитовых, брекчиевидных доломитов, 4 – средняя подсвита: переслаивание глинистых доломитов и мергелей бурых, красно-бурых, прослой доломитов, 5 – нижняя подсвита: доломиты серые, прослой глинистых доломитов бурых, кремневых, доломитов окремневших, оолитоподобных, брекчиевидных, строматолитовых, 6 – нерасчленённая: доломиты, глинистые доломиты, мергели, прослой строматолитовых, оолитоподобных, окремневших доломитов; 7 – тумулдурская свита: доломиты, в том числе битуминозные, оолитоподобные; прослой строматолитовых, известковых доломитов, известняков; 8 – пестроцветная свита: переслаивание глинистых доломитов, мергелей красно-бурых и доломитов серых; 9 – доюрская остаточная кора выветривания по кембрийским доломитам; томмотский интрузивный комплекс; 10, 11 – лампроиты (дайки и силлы):



10 – томмотский интрузивный комплекс, 11 – полихромные, наиболее глубокие; 12, 13 – лампрофиты (дайки и жилы); 12 – разрушенные до глинисто-суглинистого состояния, 13 – минетта; 14 – колтыконский гипабиссальный комплекс сиенит-порфировый: дайки ортофиров, сиенит-порфиров и их эруптивных брекчий; 15 – сиенит-порфиры; 16 – лебединский интрузивный комплекс: дайки и пластовые интрузии щелочных сиенит-порфиров; 17 – дайки псевдолейцитов; 18 – тингуаиты; 19 – селвсбергиты; 20 – ортофиры; 21–27 – золотоносные образования: 21 – оруденелые тектонические брекчи с обломками осадочных и интрузивных пород, 22 – минерализованные зоны дробления, 23 – кварц-сульфидные жилы (а), золоторудные тела куранахского типа в карстовых депрессиях (b), 24 – кварц-лимонит-карбонатные метасоматиты, 25 – сульфидизированные метасоматически изменённые породы, 26 – прожилково-вкрапленная золото-сульфидно-кварцевая минерализация, 27 – внутриформационные субгоризонтальные рудные тела в углистых алевролитах юхтинской свиты; 28 – границы гидротермально-метасоматически изменённых пород; 29 – доломиты; 30 – песчаники; 31 – глинистые доломиты; 32 – геологические границы; 33 – разломы; цифры в кружках – рудные зоны и их характеристика: 1 – субвертикальные минерализованные зоны дробления в рудоносных кварц-лимонит-карбонатных метасоматитах (прожилково-вкрапленный тип руд – ПВТР); 2 – минерализованная крупнопадающая дайка минетт; 3 – минерализованные крупнопадающие дайки ортофиров, сиенит-порфиров; 4 – зоны оруденелых тектонических брекчий (ПВТР); 5 – крупнопадающие рудоносные кварц-сульфидные жилы; 6 – минерализованные дайки лампроитов (ПВТР); 7 – рудоносные метасоматиты по дайке лампроитов лимонит-калишпат-карбонатного состава (ПВТР); 8 – субгоризонтальные рудные тела углистых алевролитов (вкрапленный тип руд); 9 – рудоносные кварц-лимонит-карбонатные метасоматиты, развитые по тектоническим брекчиям (ПВТР, жильно-прожилковый тип руд); 10 – минерализованные пластовые интрузии щелочных сиенитов (ПВТР); 11 – кора выветривания, представленная глиной светлого-серой, коричнево-серой, с щебнем, древесно-серых, тёмно-серых доломитов, слабомраморизованных песчаников, лампрофиров, гематит-лимонитовых метасоматитов

Fig. 3. Model of the position of gold-bearing bodies of various morphological types within the development of Jurassic terrigenous deposits the Upper Yakokut graben basin:

1, 2 – Jurassic system: 1 – Durai Formation: interbedding of fine- and medium-grained sandstone, siltstone, mudstone; 2 – Yukhta Formation: inequigranular sandstone, rare interlayers and lenses of gravelstone, conglomerate, siltstone; 3–6 – Cambrian system, Lower section: 3–6 – Ungelinskaya Formation: 3 – upper subformation: dolomite, interlayers of clayey stromatolitic brecciated dolomite, 4 – middle subformation: intercalation of clayey dolomites and brown, red-brown marls, interlayers of dolomite, 5 – lower subformation: grey dolomite, interlayers of brown, cream clayey dolomite, silicified oolitic-like brecciated stromatolitic dolomite; 6 – undivided: dolomite, clayey dolomite, marl, interlayers of stromatolitic oolitic silicified dolomite; 7 – Tumuldur Formation: dolomite, including bituminous, oolitic; interlayers of stromatolitic calcareous dolomite, limestone; 8 – variegated suite: intercalation of clayey dolomite, red-brown marl and grey dolomite; 9 – pre-Jurassic residual weathering crust after Cambrian dolomite; Tommot intrusive complex; 10, 11 – lamproite (dykes and sills): 10 – Tommot intrusive complex, 11 – polychrome, the deepest; 12, 13 – lamprophyre (dykes and sills): 12 – destroyed to clayey-loamy state, 13 – minette; 14 – Kolykonsky hypabyssal syenite-porphyrus complex: dikes of orthophyre, syenite-porphyrus and their eruptive breccias; 15 – syenite porphyry; 16 – Lebedinsky intrusive complex: dikes and sills of alkaline syenite-porphyrus; 17 – pseudoleucite dikes; 18 – tianguite; 19 – selsbergite; 20 – orthophyre; 21–27 – gold-bearing formations: 21 – mineralized tectonic breccia with clasts of sedimentary and intrusive rocks; 22 – mineralized breccia zones; 23 – quartz-sulfide veins (a); gold ore bodies of the Kuranakh type in karst depressions (b), 24 – limonite-carbonate metasomatites, 25 – sulfidized metasomatically altered rocks, 26 – veinlet-disseminated gold-sulfide-quartz mineralization, 27 – intraformational subhorizontal ore bodies in carbonaceous siltstones of the Yukhta Formation; 28 – boundaries of hydrothermal-metasomatically altered rocks; 29 – sandstone; 30 – dolomite; 31 – clayey dolomite; 32 – geological boundaries; 33 – faults; figures in circles: 1 – subvertical mineralized fractionation zones in ore-bearing quartz-limonite-carbonate metasomatites (veinlet-disseminated type of ores); 2 – mineralized steeply dipping dike of minette; 3 – mineralized steeply dipping dikes of orthophyre, syenite-porphyrus; 4 – zones of mineralized tectonic breccia (veinlet-disseminated type of ores); 5 – steeply dipping ore-bearing quartz-sulfide veins; 6 – mineralized dikes of lamproite (veinlet-disseminated type of ores); 7 – ore-bearing metasomatites after lamproite dike of limonite-K-feldspar-carbonate composition (veinlet-disseminated type of ores); 8 – subhorizontal ore bodies of carbonaceous siltstone (disseminated type of ores); 9 – ore-bearing quartz-limonite-carbonate metasomatites developed along tectonic breccias (veinlet-disseminated, vein-veinlet types of ores); 10 – mineralized bedded intrusions of alkaline syenite (veinlet-disseminated type of ores); 11 – weathering crust, represented by clay light grey, brownish grey, with fractures of dark grey dolomite, weakly marbled sandstone, lamprophyre, hematite-limonite metasomatites

ний приподнятых блоков на опущенные, развиты преимущественно в грабенах;

- наличие карстовых депрессий с древними корами выветривания, сохранившихся на границе кембрийских карбонатных и юрских терригенных пород.

Особенности геологического строения различных участков Верхне-Якутского потенциального рудного поля. Авторами на основе обобщения данных предшественников и материалов, собранных в процессе полевых работ, показаны особенности структурно-геологического строения перспективных участков, локализованных в различных частях грабен-впадины и содержащих золоторудные проявления разнообразных морфоструктурных типов в толще юрских терригенных пород, – Юрбетского, Якутского и Пуриканского (Е. И. Бирюков, 2007 г.; А. Н. Власов, 2008 г.; В. С. Звездов, В. В. Столяренко, 2015 г.).

Участок Юрбетский расположен в северо-западной части грабен-впадины в относительной близости от Якутского вулcano-плутонa. Структурно-тектонический план участка определяется его положением в зоне влияния фрагментов субмеридиональной ветви Якутского и северо-восточной Томмот-Эльконского региональных разломов глубинного заложения (см. рис. 1, А), в узлах сопряжения которых образуется зона трещиноватости с каркасно-блоковым строением повышенной «проницаемости».

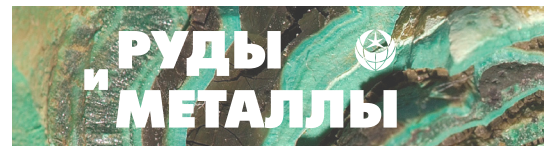
Подобные тектонические зоны вмещают интрузии широкого возрастного диапазона – от среднеюрских до позднемиоценовых, а также зоны тектонических брекчий, секущие меловые интрузии, что свидетельствует о неоднократном подновлении разломов системы.

Длительно развивавшиеся и неоднократно подновлявшиеся фрагменты этих разломов сопровождаются серией разноориентированных опережающих разрывных нарушений второго и более высоких порядков. Последние характеризуются наличием интервалов повышенного сквозного тектонического воздействия, выраженного в виде дробления и расланцевания, как по разновозрастным интрузиям субщелочного состава, так и по вмещающим их породам (рис. 4; см. рис. 1, 2). Раз-

витие зон неоднократно подновлявшихся разрывных дислокаций способствовало формированию в них золотоносных гидротермально-метасоматических образований, развитых по минерализованным зонам дробления, различно ориентированным дайкам субщелочного состава и тектоническим брекчиям. В результате гидротермальной проработки в ряде зон дробления сформировалась прожилково-вкрапленная золото кварцевая минерализация вплоть до образования кварцевых жил, а также возникли минерализованные зоны тектонических брекчий с кварцевым цементом. Морфология рудных тел, выявленных на участке, показана на рис. 5, см. рис. 3.

Опережающие разнонаправленные разломы часто залечены многочисленными дайками различного состава, образующими дайковые поля. В пределах участка широко развиты дайки, представленные сиенитами, сиенит-порфирами, сельвсбергитами, тингуаитами, лампроитами, лампрофирами. При этом самые молодые дайки сельвсбергитов и тингуаитов известны только на данном участке. Тингуаиты образуют многочисленные дайки в кровле Якутского вулcano-плутонa, а также отмечаются вместе с дайками сельвсбергитов по его периферии. В пределах ЦАРР дайки тингуаитов имеются в Эльконском узле, а также в районе вулcano-плутонa Томмотский, Мрачный, Джекондинский, Ыллымахский и Рябиновый [1, 3, 6, 11]. В центральной части Лебединского рудного узла, как и севернее, в пределах грабен-впадины, они неизвестны.

Наличие даек тингуаитов и сельвсбергитов в северо-западной части грабен-впадины определяется специфической особенностью тектонического строения участка, в пределах которого проявляется влияние нескрытого южного фланга Якутского вулcano-плутонa. Так, помимо зон северо-западного и северо-восточного простираний, здесь развита также радиально-концентрическая система разломов, образованная в результате внедрения Якутского вулcano-плутонa. Для подобных зон повышенной трещиноватости характерны проявления прожилково-вкрапленной золото кварцевой минерализации и собственно кварцевых жил.



Макроскопически *тингуаиты* – тёмно-зелёные плотные породы массивной текстуры с тёмно-красными, иногда розовато-серыми порфиоровыми псевдолейцитовыми образованиями размером от 2–5 до 10–15 мм (рис. 6, а). Вкрапленники составляют 15–20 % от объёма породы и представлены округлыми зёрнами лейцита, полностью замещёнными калиевым полевым шпатом с вростками анальцима, развитого по нефелину. Минерал полностью псевдоморфно замещён пелитизированным калиевым полевым шпатом и анальцимом с тонкочешуйчатым агрегатом серицита и кальцита (по нефелину).

Основная масса породы сложена мелкозернистым агрегатом калиевого полевого шпата и нефелина в виде вытянутых зёрен в согласно ориентированных полосах, часто огибающих вкрапленники. В небольшом количестве отмечаются мелкопризматические кристаллы эгирина, относительно равномерно рассеянные в породе. Граница между вкрапленниками и основной массой нечёткая, расплывчатая.

Помимо мясо-красных включений калиевого полевого шпата, в породе наблюдаются также вкрапленники серого или розовато-серого цвета. В основной массе таких тингуаитов кроме эгирина встречаются ещё и пластинки биотита. Вкрапленники (2–6 мм) имеют идиоморфную форму в виде хорошо образованных со всех сторон полиэдрических кристаллов и их сростков, характерных для лейцита (см. рис. 6, б). Однако минерал полностью псевдоморфно замещён пелитизированным калиевым полевым шпатом с тонкочешуйчатым агрегатом серицита с кальцитом по нефелину. Состав вкрапленников – калиевый полевой шпат 80 %, серицит с кальцитом 20 %.

Основная масса представляет собой мелкозернистый полиминеральный агрегат, состоящий из удлинённых кристаллов пелитизированного калиевого полевого шпата, нефелина и продуктов его изменения (серицит с кальцитом, цеолиты), рассеянных тёмно-коричневых пластинок биотита и хлоритизированного эгирина, часто сросшегося с биотитом. Состав основной массы (%) – калиевый полевой шпат

45, нефелин (с кальцитом, серицитом) 30, биотит 15, хлоритизированный эгирина 10.

Сельвсбергиты – это щелочная мезократовая мелко-, среднезернистая, плотная или порфировая порода, состоящая существенно из K-Na полевого шпата и эгирина, часто с довольно значительной примесью постмагматического альбита (см. рис. 6, с). Основная масса сложена хаотично расположенными тонкими табличками и лейстами плагиоклаза, мелкими редкими кристаллами амфибола и клинопироксена. Вкрапленники удлинённой формы полностью замещены актинолитом, хлоритом, рудным минералом. Прослеживаются новообразованные хлорит-карбонат-кварцевые агрегаты (0,1–1,0 мм) с рудным минералом, а также редкие пластинки хлорит-пеннина (возможно, по биотиту).

Следует отметить, что тингуаиты за счёт характерного внешнего вида (см. рис. 6, а, б) легко определяются визуально при проведении полевых работ, однако ни на одном из хорошо изученных участков в пределах Верхне-Якутского рудного поля они не были зафиксированы.

На площади Юрбетского участка широко проявлены зоны разрывных нарушений субвертикального залегания, представленные сериями разноориентированных узких (10–50 м) зон дробления, брекчирования, повышенной трещиноватости, окварцевания, сульфидизации. При наличии в зонах гидротермально-метасоматических образований, жильной, жильно-прожилковой кварцевой, кварц-карбонатной и золото-сульфидно-кварцевой минерализации, даек субщелочных пород, в том числе минерализованных, эти зоны выделяются в качестве золотоносных. Горно-буровыми выработкам в ряде подобных зон установлено несколько золоторудных тел различных морфологических типов (см. рис. 5, 3).

Изучение типоморфных особенностей золота, отобранного из рудопроявлений различных морфологических типов, показало, что в золоте участка Юрбетский пробность в отдельных золотилах варьируется от 585 до 986 ‰. Характерна постоянная примесь Те, споради-

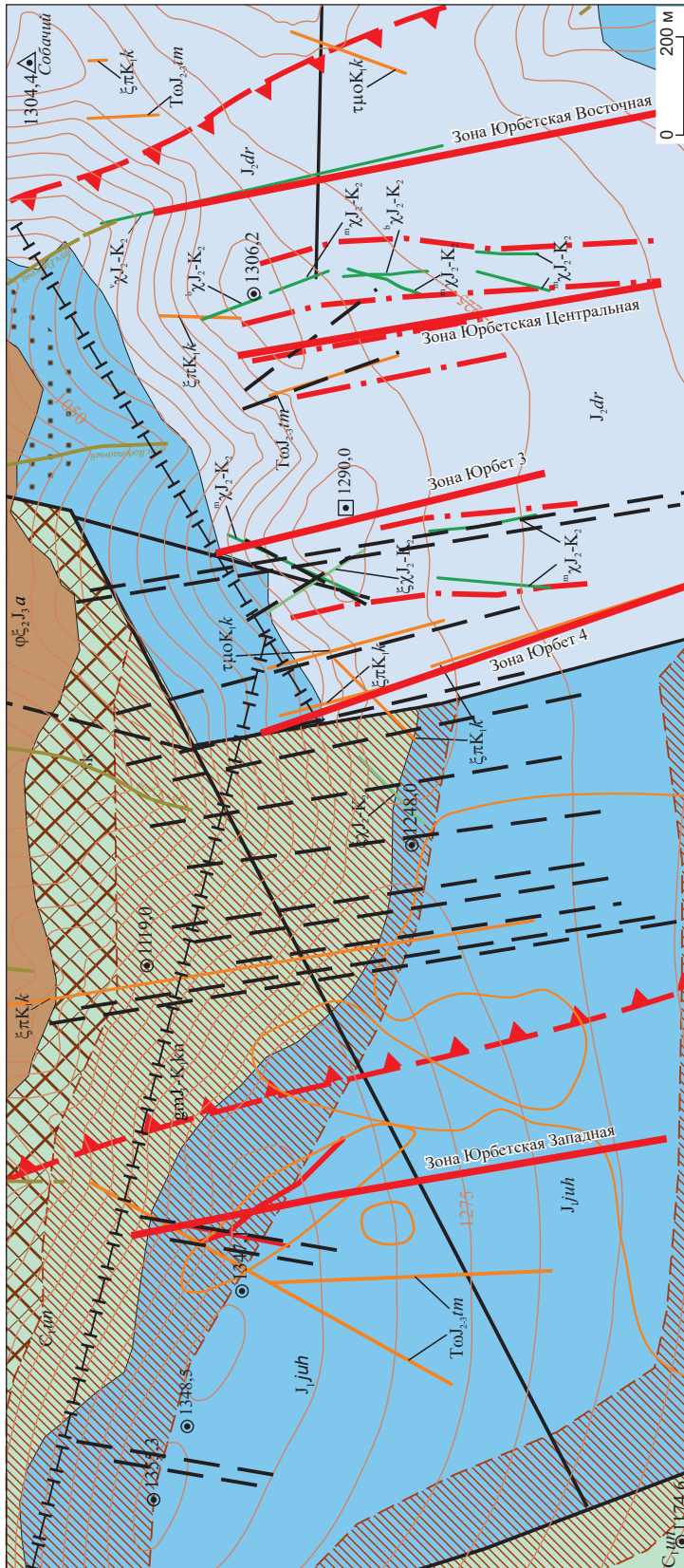


Рис. 4. Геологический план поискового участка Юрбетский (при составлении использованы картографические материалы: ГДП-200 АО «Якутскгеология»; СПб. ГГУП «СФ МИНЕРАЛ», 2018 г.; Г. М. Азанов, В. Г. Бердник, 1957 г.; ФГБУ «ЦНИГРИ»):

усл. обозн. см. рис. 2

Fig. 4. Geological plan of the Yurbetsk prospecting site (used cartographic materials of the GDP-200 Yakutskgeologiya JSC; St. Petersburg State Unitary Enterprise "SF MINERAL", 2018; (G. M. Azanov, V. G. Berdник, 1957) FSBI "TSNIGRI"):

see Fig. 2 for legend

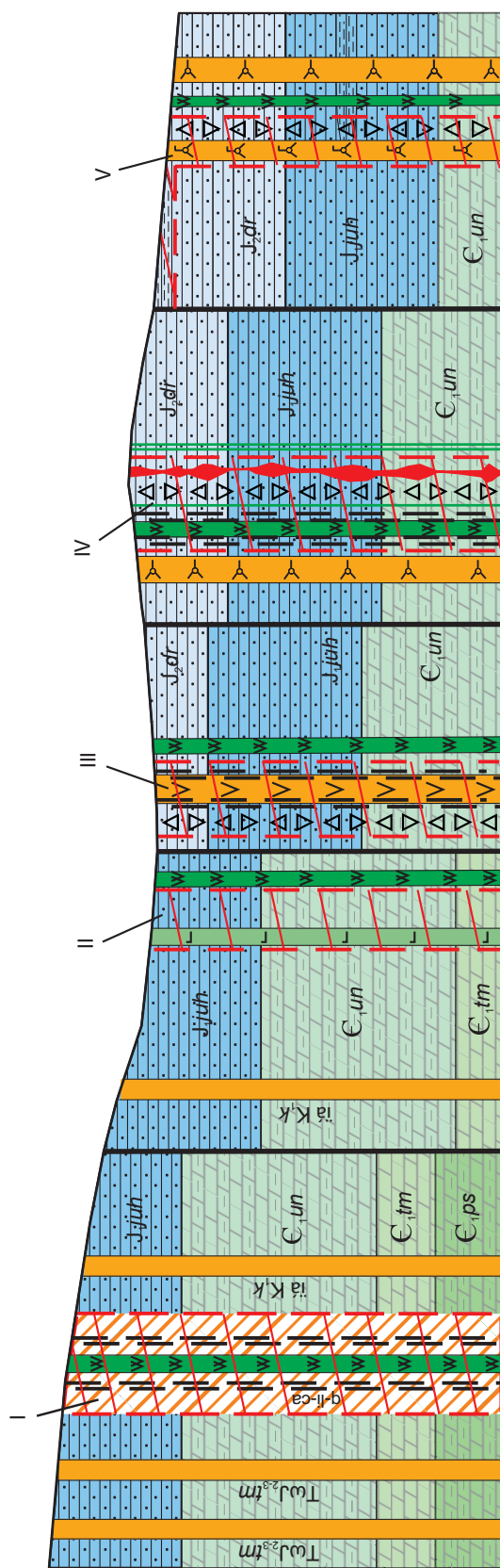


Рис. 5. Модель положения золотоносных тел различных морфологических типов в пределах поискового участка Юрбетский:

I – рудоносные лимонит-кварц-полевошпатовые метасоматиты, развитые по минерализованному зонам дробления, сопряжённым с дайкой минетт; II – субвертикальная зона минерализованных песчаников, сопряжённая с дайкой субщелочных пород; III – кварцевая брекчия, сопряжённая с зонами дробления и дайкой ортофиоров; IV – минерализованные рудные тела углистых алевролитов, сопряжённые с дайкой сельсбергитов и рудоносной кварцевой брекчией; усл. обозн. см. рис. 3

Fig. 5. Model of the locations of gold-bearing bodies of various morphological types within the Yurbetsk prospecting site:

I – ore-bearing limonite-quartz-feldspar metasomatites developed along mineralized crush zones conjugated with a minette dike; II – subvertical zone of mineralized and sulfidized sandstones, conjugated with a subalkaline dike; III – quartz breccia conjugated with crush zones and an orthopyre dike; IV – mineralized minette dikes conjugated with crush zones, quartz breccia, and an ore-bearing quartz-sulfide vein; V – subhorizontal ore bodies of carbonaceous silstone, conjugated with a selvbergite dike and ore-bearing quartz breccia; see Fig. 3 for other legend

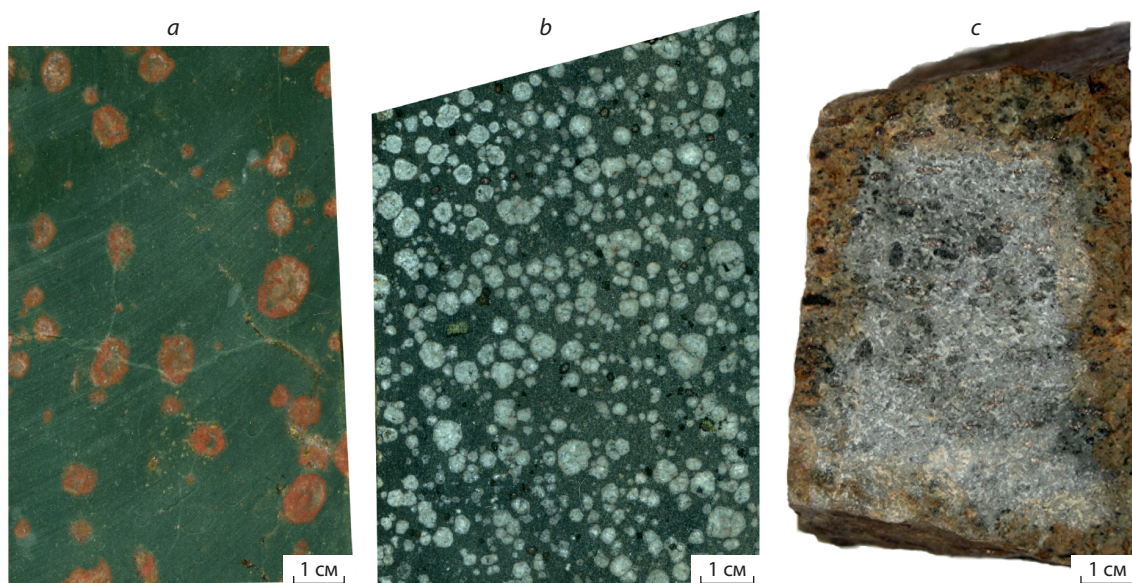


Рис. 6. Фото образцов участка Юрбетский:

a – псевдолейцитовый тингуаит эгириновый; *b* – псевдолейцитовый тингуаит эгирин-биотитовый; *c* – сельсбергит метасоматически изменённый с пирротинном

Fig. 6. Photo of samples Yurbetsk prospecting site:

a – pseudoleucite aegirine tinguait; *b* – aegirine-biotite pseudoleucite tinguait; *c* – metasomatically altered selvsbergite with pyrrhotite

чески отмечают Cu, Zn, Pd, Sb, Bi, Pb, Hg. По данным структурного травления уверенно выделяются три генерации золота: раннее низкопробное Au (585–613 ‰); позднее относительно низкопробное зональное Au (676–760 ‰); более позднее средней пробыности Au (801–876 ‰) с проявленной тонкой фазовой неоднородностью, образующее нарастание на низкопробном. Гипергенные преобразования проявлены слабо в виде тонких межзерновых высокопробных прожилков, в том числе по зонам дезинтеграции, точечной зародышевой коррозии и мелких обособлений золота пробыностью 961–986 ‰.

По минералого-геохимическим особенностям золотоносные руды Юрбетского участка могут быть разделены на три гипогенные минеральные ассоциации:

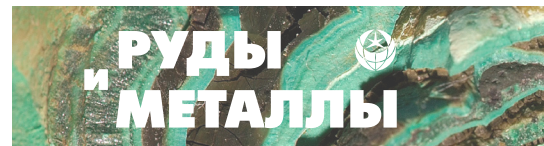
- золото-пиритовые руды в основном представлены одноимённой минеральной ассоциацией, развиты в контактах даек сиенит-пор-

фиров и минетт, а также в зонах дробления и кварцевого прожилкования;

- золото-серебряные руды главным образом сформированы серебро-сульфосольной минеральной ассоциацией. Характеризуются высокими содержаниями Ag (20–60 г/т) при низких содержаниях Au (0,2–0,3 г/т). Проявления связаны с метасоматическими и жильно-прожилковыми образованиями;

- золото-полисульфидные руды представлены одноимённой минеральной ассоциацией, в основном приурочены к кварцевым жилам и прожилкам.

Участок Якокутский расположен в центральной части грабен-впадины. Геологическое строение участка, как и в пределах всей грабен-впадины, определяется наличием двух структурных этажей – докембрийских сложноподислоцированных образований кристаллического фундамента и субгоризонтально залегающих на них осадочных пород платфор-



менного чехла. Породы терригенного и карбонатного чехла вмещают огромное количество мезозойских малых интрузий щелочного и щёлочноземельного составов. Их концентрация местами достигает 20–40 штук на один квадратный километр.

Преыдушие исследователи (И. И. Силин, И. Г. Баранов, 1975 г.; И. И. Силин, И. Е. Шкиря, 1976 г.) выделяли по возрасту и составу три разновидности мезозойских интрузивных пород:

1. Меланократовые щелочные породы переменного состава (от щелочных базальтоидов до щелочных перидотитов) – биотитовые и оливиновые шонкиниты и шонкинит-порфиры, перидотит-шонкиниты, ортоклазовые перидотиты и перидотит-порфиры. Согласно новой геологической легенде для Алданского района породы относятся к ряду лампрофиров – лампроитов (минетты, вогезиты, бостониты, лампроиты) среднеюрско-позднемелового возраста.

2. Мезократовые роговообманковые порфиры и сиенит-порфиры.

3. Лейкократовые щёлочноземельные и субщелочные сиенит-порфиры и ортофиры.

Вторая и третья группы относились к лебединскому комплексу позднеюрского–раннемелового возраста.

Лампрофиры и лампроиты на рудопроявлении имеют преимущественное распространение. Наибольшее скопление даек и пластообразных интрузий лампрофиров и лампроитов наблюдается в юго-восточной половине зоны Геохимическая.

Структурно-тектонический план участка определяется его положением в зоне влияния южного фрагмента Якокутского (северо-восточное простирание) и Юхтинского (северо-западное простирание) региональных разломов глубинного заложения (рис. 7; см. рис. 1, 2). При этом простирание Якокутского регионального разлома изменяется от северо-восточного на юге до субмеридионального на севере. Как было отмечено выше, в зоне сопряжения региональных разломов возникает узел сочленения разнонаправленных разрывных нарушений более высоких порядков, за счёт чего образуется зона трещиноватости с каркасно-блоковым строением повышенной «проницаемости», что создаёт наиболее бла-

гоприятные условия для их многократного подновления.

Региональные разломы сопровождается серия разноориентированных оперяющих разрывных нарушений второго и более высоких порядков, в пределах которых в результате неоднократного подновления в них формировались золотоносные гидротермально-метасоматические образования, развивающиеся по минерализованным зонам дробления, различно ориентированным дайкам субщелочного состава, тектоническим брекчиям и вмещающим песчаникам, а также в пологозалегающих пластообразных залежах в слабоизменённых углистых алевролитах юхтинской свиты.

В ориентировке даек щелочных пород в пределах участка Якокутский отчётливо выражены два главных направления: северо-западное и северо-восточное. Углы их падения варьируются в широком диапазоне значений (от 5–7 до 80°). Пластовые интрузии лампроитов наблюдаются в узлах пересечения даек различного простирания. В зонах северо-западного простирания морфология даек обычно сложная: они не выдержаны по простиранию, изобилуют раздувами, пластообразными ответвлениями, образуют локальные рои даек, соседствуют и пересекаются дайками пород лебединского комплекса. Интрузии северо-восточного простирания пунктирно выполняют протяжённые трещины длиной в несколько километров и лишь вблизи сочленения с разрывами других направлений содержат оперяющие и параллельные мелкие дайки (А. Н. Власов, 2008 г.).

Более ограниченно, в пределах участка, распространены малые интрузии сиенит-порфиров ранне-, позднемелового возраста, пересекающие все прочие мезозойские магматиты и имеющие преобладающее субмеридиональное простирание (см. рис. 1).

Сочетания разрывных нарушений различных порядков контролируют размещение интрузивных тел, гидротермально-метасоматических образований и рудных тел, формируют структуру участка.

Тектонические зоны северо-западного простирания вмещают интрузии широкого возрастного диапазона, от среднеюрских до позд-

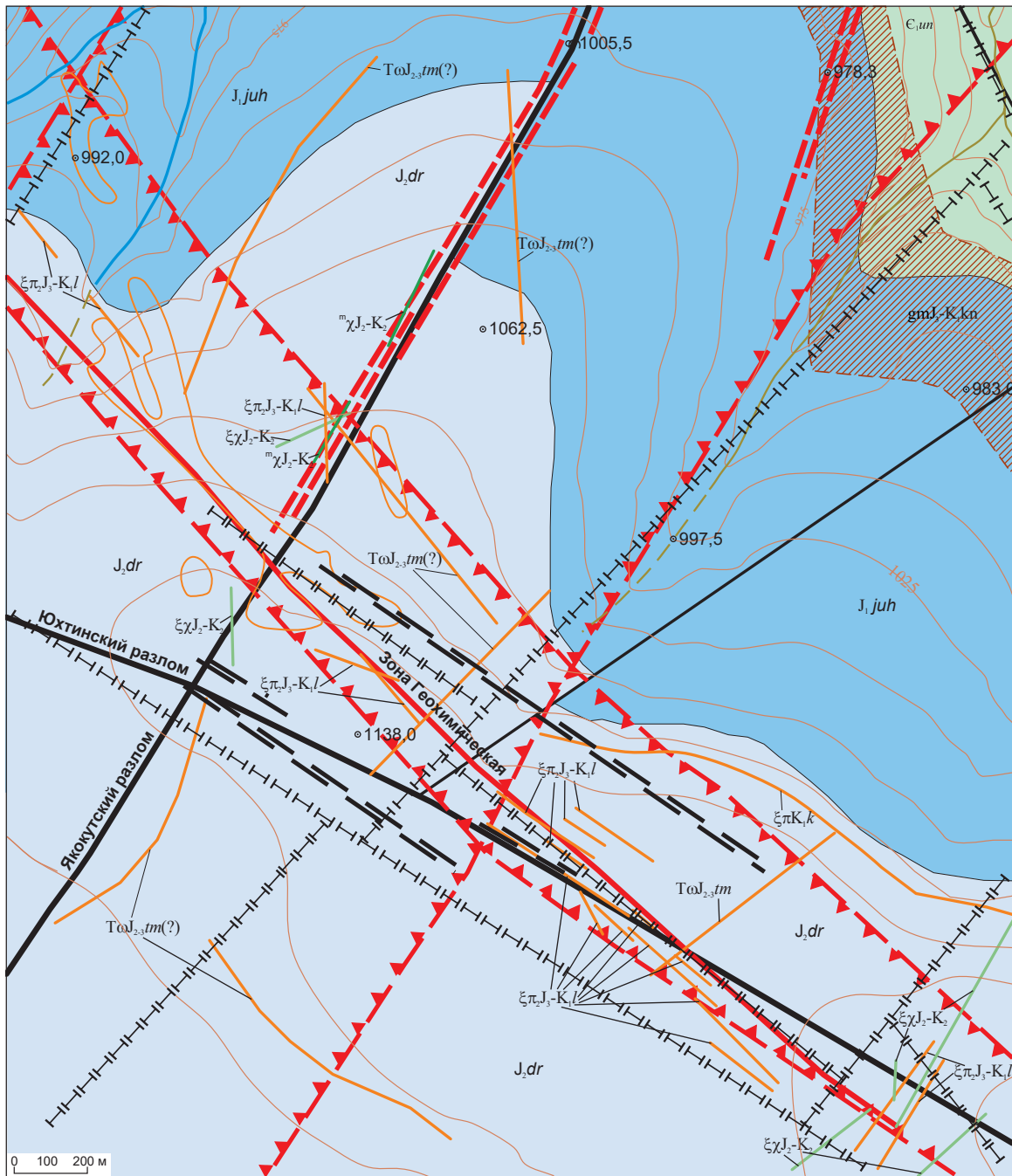


Рис. 7. Геологический план поискового участка Якутский (при составлении использованы картографические материалы: ГДП-200 АО «Якутскгеология»; с/а «Селигдар»; СПб ГГУП «СФ МИНЕРАЛ», 2018 г.; ФГБУ «ЦНИГРИ»):

усл. обозн. см. рис. 2

Fig. 7. Geological plan of the Yakokutsk prospecting site (based on cartographic materials GDP-200 of Yakutskgeologiya JSC; Seligdar village; St. Petersburg State Unitary Enterprise "SF MINERAL", 2018; "FSBI TsNIGRI"):

see Fig. 2 for legend

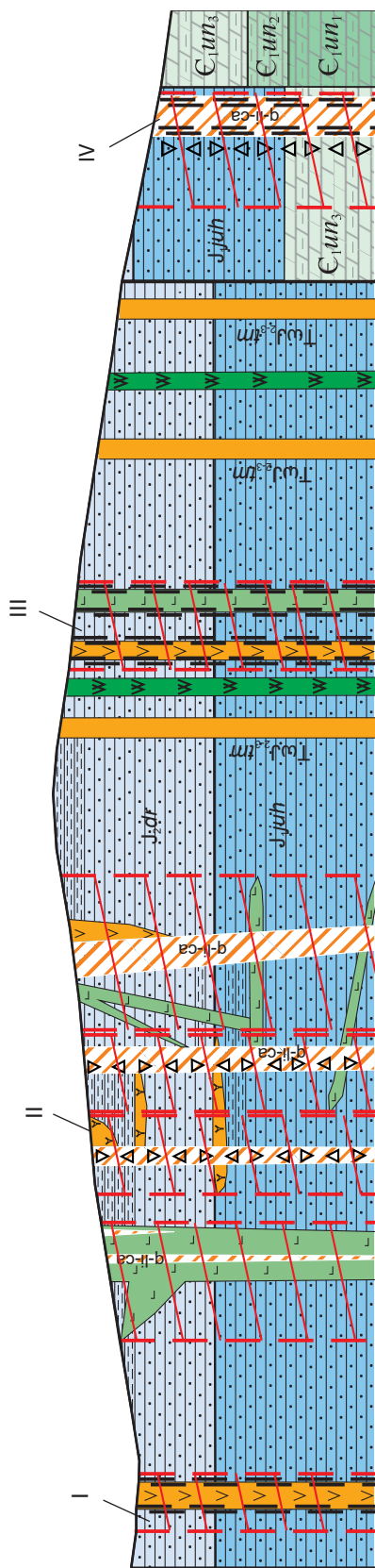


Рис. 8. Модель положения золотоносных тел различных морфологических типов в пределах поискового участка Якокутский:

I – минерализованная дайка ортофиров, сопряжённая с зонами дробления и окварцованными песчаниками; II – зона Геохимическая; III – минерализованная дайка ортофиров, сопряжённая с зонами дробления и дайкой лампроитов; IV – рудоносные лимонит-кварц-полевошпатовые метасоматиты, развитые по зоне дробления, сопряжённые с кварцевой брекчией и окварцованными песчаниками; усл. обозн. см. рис. 3

Fig. 8. Model positions of gold-bearing bodies of various morphological types within the Yakokut prospecting site:

I – mineralized dike orthophyres conjugated with crushing zones and silicified sandstones; II – Geochemical zone; III – mineralized orthophyre dike, conjugated with crushing zones and lamproite dike; IV – ore-bearing limonite-quartz-feldspar metasomatites developed along a crushing zone and conjugated with quartz breccia and silicified sandstones; see Fig. 3 for legend

немеловых, а также зоны тектонических брекчий, секущие меловые интрузии, что свидетельствует о неоднократном подновлении разломов этой системы.

Зоны тектонических брекчий – самые молодые дорудные разрывные структуры. Наиболее крупная из них является осевой частью зоны Геохимическая. Более мелкие линзы брекчий выявлены в пределах других зон северо-западного простирания и в ореоле оперяющих структур зоны Геохимическая.

Основная рудная зона имеет протяжённость 3,5 км, мощность от 2 до 16 м (в раздувах до 50 м), простирание 315–320, падение близкое к вертикальному или 80–85° на северо-восток. Зона оруденелых тектонических брекчий приурочена к сбросу северо-западного простирания, вмещающему кроме брекчий серии даек сиенитов и лампроитов. По сбросу установлена амплитуда смещения пород в 20 м.

На юго-восточном фланге рудная зона Геохимическая осложнена наличием узла сочленения разнонаправленных разрывных нарушений, трассируемых дайками различного состава. Непосредственно минерализованная зона Геохимическая выполнена метасоматитами кварц-лимонит-карбонатного, карбонат-кварц-лимонитового составов, часто разрушенными до глины и дресвы. Метасоматиты являются, по-видимому, самыми молодыми образованиями и развиваются как по песчаникам и алевролитам (а также по их брекчиям), так и по породам дайкового комплекса (А. Н. Власов, 2008 г.; И. И. Силин, И. Е. Шкиря, 1976 г.).

Золотое оруденение локализовано в окисленных (лимонитизированных) метасоматитах, брекчиях, а также в углистых плотных алевролитах, часто окварцованных и пиритизированных. Зона окисленных золотоносных метасоматитов прослежена скважинами до глубины 200 м.

В пределах минерализованной зоны Геохимическая предыдущими исследователями выделены три морфологических типа рудных тел:

- наибольшее количество рудных тел непосредственно приурочены к крутопадающей зоне брекчирования Геохимическая северо-

западного простирания и представлены лимонит-кварц-карбонатными метасоматитами, развитыми по тектоническим брекчиям;

- несколько рудных тел представлены субгоризонтально залегающими углистыми, сульфидизированными алевролитами в виде боку крутопадающей золоторудной зоны, в северной её части; рудные тела визуально не определяются и не выходят на дневную поверхность;

- одно рудное тело залегает практически вертикально в крутопадающей дайке лампроитов и приурочено к вертикальной зоне лимонит-кварц-карбонатных метасоматитов (рис. 8; см. рис. 3).

Все золоторудные тела характеризуются неравномерными содержаниями золота и изменчивыми мощностями. Попутные компоненты золотых руд проявления Геохимическое – Ag, Cu, Pb, Zn. Из них промышленный интерес представляет только серебро. Остальные компоненты в промышленно значимых концентрациях не выявлены.

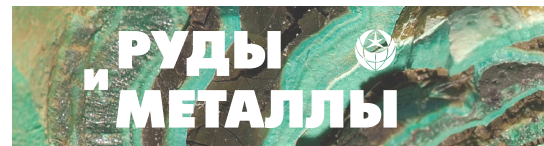
Минералогическим анализом шлиха, полученного из протолок руд, выделены две ассоциации минералов (А. Н. Власов, 2008 г.):

- минералы, характерные для пирит-карбонат-кварцевых метасоматитов, – свободное золото рудного облика, рисовидный кварц, пирит, галенит, сфалерит, магнетит, киноварь, халькопирит, вторичные минералы меди, барит, ярозит, флюорит;

- минералы, характерные для пород дайкового комплекса лампроитов и лампрофиров, – хромшпинелиды, оливин, гранат, амфиболы, пироксены, флогопит, анатаз, циркон, корунд.

В ряде протолок обнаружены золотины рудного облика (А. Н. Власов, 2008 г.). Цвет их от жёлтого до ярко-жёлтого. Размерность, по классификации Н. В. Петровской [9], от очень мелкого (0,05–0,1 мм) до мелкого (0,1–0,4 мм), при этом мелкое золото отмечается значительно реже. В основном это комковатые, пластинчатые (но неокатанные) изометрические зёрна рудного облика, не завальцованные.

Отмечалась взаимосвязь количества сульфидов (в окисленных рудах лимонита) и содержания золота, что косвенно указывает на



нахождение золота в сульфидах. Рудные минералы тяготеют к трещинам в обломках изверженных пород, пустотам выщелачивания тёмноцветных минералов, границам скоплений зёрен калишпата. Кроме того, пирит присутствует во внешней зоне кварцевого цемента и в кварцевых прожилках.

Канавами, пройденными в последующие годы, в пределах Якокутского участка вскрыты золотосодержащие тела, представленные зонами дробления, выполненными метасоматитами кварц-лимонит-карбонатного, карбонат-кварц-лимонитового составов, кварцевыми брекчиями, дайками щелочного состава, песчаниками, часто окварцованными и пиритизированными. Морфология рудных тел, выявленных на участке, показана на рис. 8, 3 (В. В. Столяренко, 2020 г.).

В целом размер самородного золота участка Якокутский меньше, чем на Юрбетском. По результатам многократного структурного травления установлено, что золото участка Якокутский также несколько отличается от рассмотренных золотин участка Юрбетский. Оно характеризуется, помимо наличия сложных гетерофазных частиц с вариациями пробности внутри них от 487 до 993 ‰, широким распространением монозёрен, различающихся по пробности (714–784, 822–856, 487–670 ‰). Среди элементов-примесей постоянно отмечается повышенное содержание Те, периодически – Cu, Zn, Pd, Sb, Pb, Hg.

Золотоносные руды Якокутского участка по минералого-геохимическим особенностям могут быть разделены на две гипогенные минеральные ассоциации: золото-пиритовую и золото-серебряную.

Участок Пуриканский расположен на южном фланге Верхне-Якокутской грабен-впадины (Е. И. Бирюков, 2007 г.). С учётом сходства геолого-структурного строения Куранахской и Верхне-Якокутской грабен-впадин работы, в целях локализации объектов куранахского типа, проводились в Верхне-Якокутской грабен-впадине начиная с 60-х гг. прошлого века. Первые рудопроявления куранахского типа на границе карбонатных отложений раннего кембрия с юрской терригенной толщей были

обнаружены в 1961–1963 гг. в урочище «Ясная Поляна» на восточном фланге Верхне-Якокутской грабен-впадины, в пределах Джекондинского рудного поля. В настоящее время месторождение Ясная Поляна отрабатывается методом кучного выщелачивания ПАО «Селигдар». В дальнейшем здесь же был выявлен ряд аналогичных рудопроявлений (Г. М. Азанов, А. К. Олесинов и др., 1974 г.). При этом следует подчеркнуть, что и месторождение Ясная Поляна, и участок Пуриканский находятся в краевых частях Верхне-Якокутской грабен-впадины, где терригенные толщи юры имеют минимальную мощность или полностью эродированы, что идентично локализации куранахской группы месторождений и позволяет обработку открытым способом.

Строение площади участка в целом аналогично строению Верхне-Якокутской грабен-впадины. Кристаллический фундамент в пределах площади работ не обнажается. На площади участка развит сложный комплекс гидротермально-метасоматических образований, который является продуктом многостадийного кремне-щелочного метасоматоза, непосредственно связанного с мезозойским магматизмом. Наиболее древние относятся к позднеюрско-раннемеловому лебединскому монзонит-сиенитовому комплексу, представленному штоками, небольшими пластовыми телами и дайками щёлочноземельных сиенит-порфиров. Завершающими образованиями ранне-позднемелового этапа являются малые интрузии сиенит-порфиров, представленные эльконским щёлочногранитным комплексом.

Полихронными и наиболее глубинными являются малые интрузии щелочных лампрофиров и лампроитов среднеюрско-позднемелового возраста. Последние представлены дайками и пластовыми телами, которые тяготеют к доломитам унгелинской свиты и её контакту с терригенными отложениями юры. Мощность пластовых тел 3–15 м; к контактам приурочена слабая золотоносность.

Перспективность площади участка в региональном плане определяется его приуроченностью к узлу пересечения зон дофана-

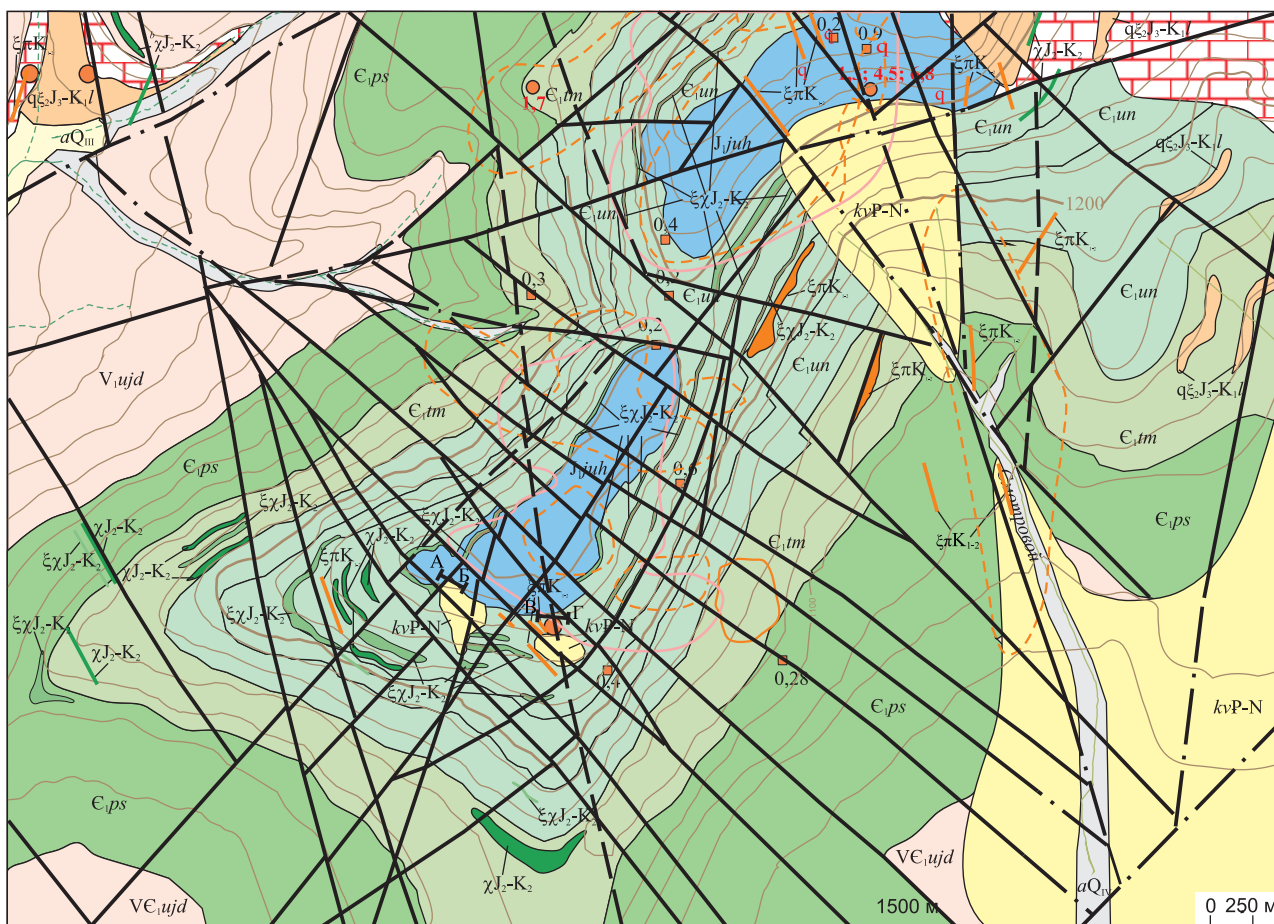


Рис. 9. Геологический план поискового участка Пуриканский (Е. И. Бирюков, 2007 г.):

усл. обозн. см. рис. 2

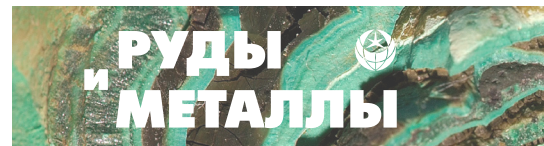
Fig. 9. Geological plan of the Purikansk prospecting site (E. I. Biryukov, 2007):

see Fig. 2 for legend

розойских разломов первого порядка: Юхтинского северо-западного и Ыллымахского северо-восточного простираний (см. рис. 1, А). При этом на площади участка развито большое количество разнонаправленных разломов более высоких порядков. Проявления золоторудной минерализации, установленные в ходе проведения предыдущих поисковых работ, размещаются в пределах единой широкой субмеридиональной зоны тектонической и гидротермально-метасоматической проработки пород (рис. 9; см. рис. 2). В пределах зоны размещение оруденения носит линейно-узловой

характер, локализуется в узлах пересечения северо-западных и субмеридиональных разломов.

Разломы северо-западного направления – рудо-, магмоконтролирующие. В основном это сбросы, по которым происходит ступенчатое опускание блоков в северном направлении к центру Верхне-Якутской грабен-впадины. К разломам северо-западного направления приурочены минерализованные зоны брекчирования, гумбеитизации, а также тела гидротермалитов. Северо-восточные разломы характеризуются меньшей протяженно-



стью и отчётливо проявлены лишь отдельными своими фрагментами, разбивающими совместно с разломами северо-западного простирания площадь на ряд простых блоков. Меньше всего на площади распространены разломы субмеридионального направления. Морфологически они интерпретируются как нарушения открытых трещин без вертикальных смещений, иногда контролируют размещение даек сиенит-порфиров. Разломы этой группы трактуются как наиболее молодые (см. рис. 9, 2).

На площади в узлах пересечения и сгущения систем разнонаправленных разломов выделяются несколько участков с выраженным каркасно-блоковым строением. Один из них – рассматриваемый участок рудопроявления Гладкое. В целом дизъюнктивная тектоника служит одним из определяющих рудоконтролирующих и рудо локализирующих геологических факторов.

Основными структурными элементами рудопроявления являются тектонические зоны северо-западного простирания с падением на северо-восток, контролирующие развитие большого количества маломощных пластовых тел оливин-флогопит-диопсидовых лампроитов, реже тел лампрофиров, часто интенсивно выветрелых и дезинтегрированных до состояния рыхлой суглинисто-супесчаной породы.

На золоторудном проявлении Гладкое скважинами поисковых буровых линий на контакте юрских терригенных отложений и нижнекембрийских карбонатных осадков обнаружены золотоносные образования предположительно доюрской коры выветривания: оруденелые суглинисто-обломочные карстовые породы с щебнем, дресвой и глыбами доломитов, песчаников и лампроитов; метасоматиты лимонит-гематит-кварцевого состава; песчано-глинистые отложения ржаво-бурого цвета с обломками песчаников; лимонитизированные осадочные брекчии. Состав брекчий существенно кварцевый с неравномерно распределёнными карбонатом, флюоритом, гематитом, лимонитом. Мощность карстовых депрессий от 20 до 80 м (рис. 10).

Выявленная морфология рудных тел – лентообразные залежи, вытянутые в северо-западном направлении, в ряде случаев под перекрывающими их песчаниками юхтинской свиты.

Структурное положение данных образований определяется приуроченностью к северо-западной тектонической зоне, прослеженной профильной магниторазведкой и чётко дешифрируемой на аэрофотоснимках.

Выделяются три уровня золотого оруденения:

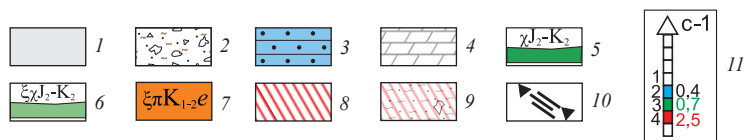
- в интервале абсолютных отметок 1270–1290 м, где оно приурочено к нижним частям разреза юрских песчаников и их контакту с карбонатной толщей;
- в интервале абсолютных отметок 1235–1260 м, где оно приурочено к переслаиванию доломитов, гумбеитов, лампроитов;
- в интервале абсолютных отметок 1285–1290 м, выделенном в восточной части, где золотое оруденение локализовано в карстовых образованиях на границе с реликтами юрских отложений (см. рис. 10) (Е. И. Бирюков, 2007 г.).

Содержания золота по отдельным керновым пробам в скважинах, вскрывших оруденелые образования, колеблются от 0,1 до 15,5 г/т.

Карстовые воронки с доюрской корой выветривания известны и на других участках Верхне-Якокутской грабен-впадины. Так, при проведении буровых работ в западной её части при разведке залежей Контактная и Таёжная северо-восточнее вершины массива Заметный, а также между участками Юрбетский и Якокутский рядом скважин также вскрыты карстовые полости, выполненные корами выветривания со слабой золотоносностью. Золото из месторождений этого типа хорошо изучено на ряде объектов, расположенных в аналогичной Куранахской грабен-впадине.

Минеральный состав руд определяется, с одной стороны, элементами первичного гидротермально-метасоматического генезиса, с другой – продуктами их окисления и дезинтеграции. Локально сохранившиеся первичные гидротермально-метасоматические образования представлены гумбеитами и пирит-

Рис. 10. Геологический разрез по линиям А–В, С–D, пройденный на поисковом участке Пуриканский (Е. И. Бирюков, 2007 г., с добавлением):

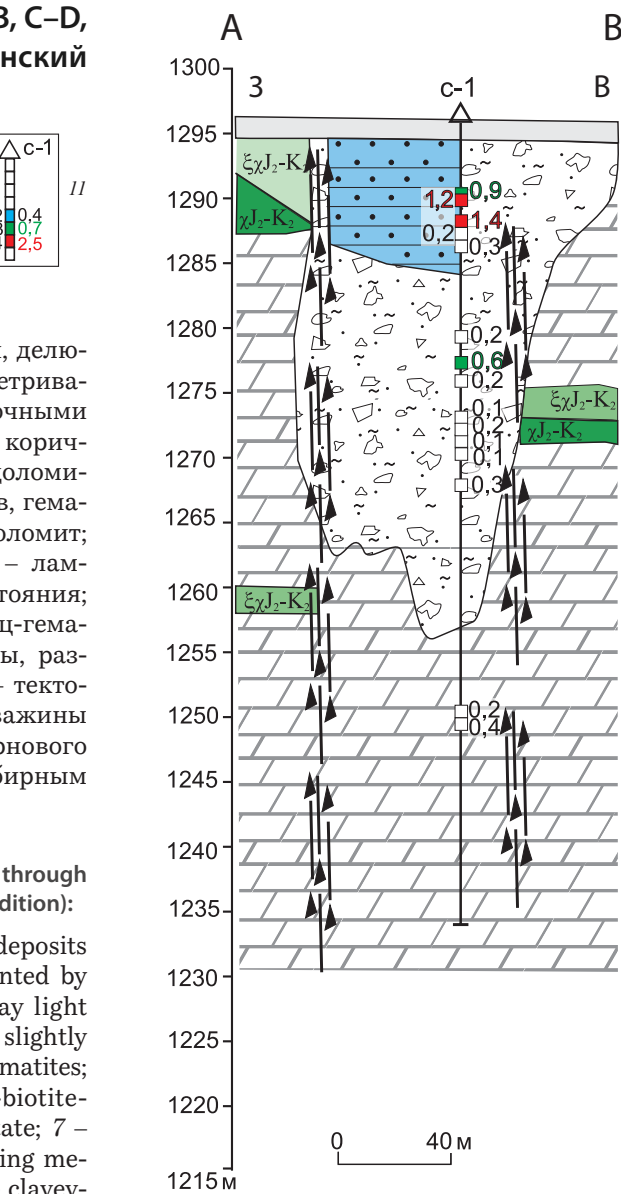


1 – нерасчленённые склоновые образования (элювий, делювий); 2 – отложения доюрской (триасовой) коры выветривания, представленные лимонитизированными осадочными брекчиями. Кора выветривания: глина светло-серая, коричневатая-серая, с щебнем, дресвой серых, тёмно-серых доломитов, слабоаморфизованных, песчаников, лампроитов, гематит-лимонитовых метасоматитов; 3 – песчаники; 4 – доломит; 5 – лампрофиры (оливин-биотит-пироксеновые); 6 – лампроиты, разрушенные до глинисто-суглинистого состояния; 7 – сиенит-порфиры; 8 – рудные метасоматиты, кварц-гематит-лимонитового состава; 9 – рудные метасоматиты, разрушенные до глинисто-суглинистого состояния; 10 – тектоническая зона (тектониты нерасчленённые); 11 – скважины колонкового опробования, их номера. Интервал кернового опробования с определением содержания золота пробирным анализом, г/т: 1 – < 0,4; 2 – 0,4–0,6; 3 – 0,6–1,0; 4 – > 1,0

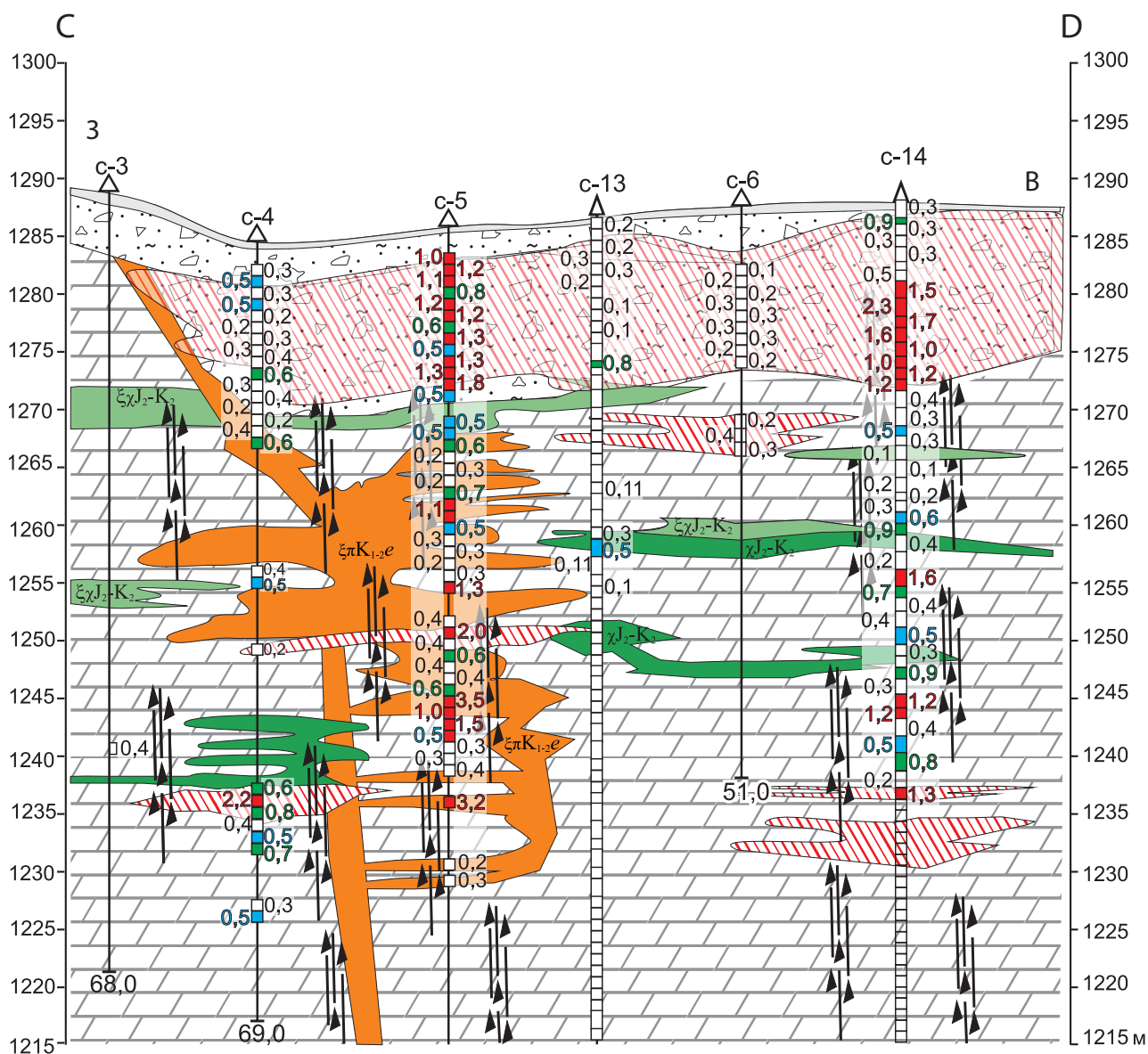
Fig. 10. Geological cross section along the lines A–B and C–D through the Purikansk prospecting site (E. I. Biryukov, 2007, with the addition):

1 – undivided slope formations (eluvium, diluvium); 2 – deposits of the pre-Jurassic (Triassic) weathering crust, represented by limonitized sedimentary breccia. Weathering crust: clay light grey, brownish grey, with fractions of dark grey dolomite, slightly marbled sandstone, lamproite, hematite-limonite metasomatites; 3 – sandstone; 4 – dolomite; 5 – lamprophyre (olivine-biotite-pyroxene); 6 – lamproite destroyed to a clayey-loamy state; 7 – syenite porphyry; 8 – quartz-hematite-limonite ore-bearing metasomatites; 9 – ore-bearing metasomatites destroyed to a clayey-loamy state; 10 – tectonic zone (undivided tectonites); 11 – core sampling wells, their numbers. Core sampling interval with determination of gold content by assay analysis, g/t: 1 – < 0,4; 2 – 0,4–0,6; 3 – 0,6–1,0; 4 – > 1,0

адуляр-кварцевыми метасоматитами (фельдшпатолитовой и аргиллизитовой метасоматическими формациями) [4, 5]. Первичные неокисленные метасоматиты распространены незначительно. В их составе из рудных минералов преобладает пирит, в небольших количествах присутствуют марказит, халькопирит, галенит.



Начиная с неогена (возможно, ранее) первичные руды подверглись интенсивным гипергенным преобразованиям. Вторичные руды представлены глинистыми, глинисто-алевритовыми отложениями, среди которых наблюдаются линзы кварцевой сыпучки, в разной степени выветрелых кварцевых и калишпатовых метасоматитов. При этом около 70–



90 % золота в куранахских месторождениях связано с вторичными гипергенными рудами, являющимися основным объектом добычи [2].

Золото представлено двумя генетическими разновидностями – остаточным и вторичным [8–10]. Остаточным называется золото, сохранившее признаки первичного эндогенного золота и частично преобразованное в гипергенных условиях. Оно наследует как гранулометрический состав первичного золота, так и морфологию его выделений. Вторичным

принято считать золото, образующееся при окислении золотосодержащих сульфидов с тонкодисперсным золотом.

Минеральный состав первичных руд разнообразен, однако все рудные минералы, кроме пирита, содержание которого в кварцевых метасоматитах составляет от нескольких процентов до 50 %, присутствуют в незначительном количестве.

Значительная часть золота куранахских месторождений заключена в пирите и продук-

тах его окисления. С. В. Яблоковой выделены три продуктивные минеральные ассоциации: золото-пирит-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая и золото-теллуридная, из них первая является основной.

Заключение. Учитывая вышеизложенное, модель рудного поля в пределах грабен-впадин, выполненных терригенными юрскими отложениями, включает следующие компоненты:

- грабен-впадина, ограниченная региональными разломами;
- двухчленный разрез осадочных пород платформенного чехла – подстилающий вендраннекембрийский карбонатный и рудовмещающий ранне-, среднеюрский терригенный;
- зоны субвертикальных и субгоризонтальных рудовмещающих разрывных дислокаций;
- как частный случай – относительная приближенность к границам грабен-впадины крупных субщелочных массивов;
- проявление гидротермально-метасоматических процессов в виде образования лимонит-кварц-калишпат-карбонатных, сульфидно-кварцевых метасоматитов и окварцевания, развивающихся по зонам дробления и брекчирования, интрузивным породам и вмещающим песчаникам;
- тектонические брекчии (в том числе с кварцевым цементом);
- пояса и серии даек, малых интрузивных тел в виде штоков и силлов, которые часто золотоносны и служат одним из факторов рудоконтроля;
- развитие разнообразной кварцевой минерализации, в том числе наличие кварцевых золотоносных жил;
- карстовые полости, локализованные на стратиграфическом контакте карбонатных пород раннего кембрия и песчано-алевролитовой толщи ранней юры, группирующиеся в цепочки вдоль рудо- и магмоконтролирующих структур различного простирания и выполненные золотоносным доюрскими корами выветривания;
- наличие шлиховых ореолов (россыпей) золота и штуфных проб с содержанием золота более 1 г/т;
- элювиально-делювиальные, обломочно-

глыбовые шлейфы и развалы жильного кварца, иногда с видимым золотом;

- геохимические ореолы золота, серебра, меди, вольфрама, свинца, мышьяка с содержаниями золота более 0,01 г/т.

Элементы модели Верхне-Якокутского рудного поля приведены в таблице.

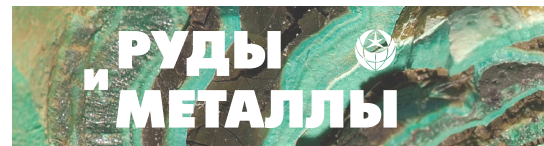
Предлагаемая модель золоторудного поля в пределах грабен-впадин, сложенных терригенными отложениями, позволяет выделять в них зоны рудовмещающих дислокаций с повышенной «проницаемостью», ограниченные дофанерозойскими региональными разломами первого порядка или локализованные по периферии грабен-впадин над скрытыми субщелочными массивами или вулканоструктурами. Последнее обстоятельство приводит к возникновению дополнительной радиально-концентрической системы разломов, что подчёркивается наличием даек определённого состава, характерных только для этих участков.

Подобные зоны с каркасно-блоковым строением, фиксирующие узлы сопряжения региональных структур, благоприятны для их многократного подновления и отвечают наиболее перспективным поисковым участкам.

Особенностями карбонатно-терригенной толщи являются как чередование в разрезе пород с разными физико-механическими свойствами, способствующих образованию субгоризонтальных зон проницаемости, так и присутствие пачек, влияющих на процессы рудообразования благодаря наличию углистой составляющей.

В свою очередь, разрывные деформации в подстилающих карбонатных породах способствовали образованию интенсивно закарстованных зон с вмещающими золотоносными корами выветривания. Подобное ярусное строение обуславливает вертикальную зональность рудного поля.

Сопоставление минералогических характеристик рудопроявлений золота, приуроченных к различным участкам в пределах грабен-впадины, показало, что наибольшее разнообразие морфологических типов золоторудных проявлений с развитием различных продуктивных минеральных ассоциаций от-



мечается при совмещении зон региональных разломов и радиально структурных разломов, связанных с внедрением крупных субщелочных массивов (участок Юрбетский).

Были выделены три гипогенные минеральные ассоциации: золото-пиритовая, золото-серебряная и золото-полисульфидная минеральная. В относительно «чистом» виде руды двух первых типов проявлены в южной части площади на участке Якокутский. В рудных телах Юрбетского участка эти типы закономерно совмещены. Здесь же максимально развита золото-полисульфидная ассоциация.

Для Юрбетского участка характерна также наиболее высокая средняя крупность золота. В пределах подобных участков могут формироваться рудные тела различных морфологических типов и составов, не характерные для других участков, что определяет горизонтальную зональность рудного поля.

Общность тектоно-магматического развития грабен-впадин в потенциальных рудных районах Центрально-Алданской металлогенической зоны указывает на вероятность выявления общих закономерностей эндогенного оруденения в их пределах.

Список литературы

1. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. – Л. [СПб.]: АН СССР, 1941. – 164 с.
2. Ветлужских В. Г., Казанский В. И., Кочетков А. Я., Яновский В. М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 6. – С. 467–499.
3. Дворник Г. П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера. – 2012. – № 2. – С. 90–105.
4. Ким А. А. Анализ минералогических особенностей самородного золота в первичных и окисленных рудах месторождений Центрального Алдана. Древние коры выветривания Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. – С. 109–127.
5. Ким А. А. Золото-теллуридно-селенидная минерализация в Куранахском месторождении // Записки Всероссийского минералогического общества. – 2000. – № 5. – С. 51–57.
6. Костюк В. П., Панина Л. И., Жидков А. Я., Орлова М. П., Базарова Т. Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. – Новосибирск: Наука, СО, 1990. – 239 с.
7. Максимов Е. П., Уютов В. И., Никитин В. М. Перспективы мезозойского эндогенного оруденения в Центрально-Алданском рудном районе // Вестник Госкомгеологии. – 2004. – № 1. – С. 34–50.
8. Николаева Л. А., Гаврилов А. М., Некрасова А. Н., Яблокова С. В., Шатилова Л. В. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России / под ред. А. И. Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 2003. – 184 с.
9. Петровская Н. В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973. – 347 с.
10. Петровская Н. В., Яблокова С. В. Золото в корях выветривания. Рудоносные коры выветривания. – М.: Наука, 1974. – С. 173–182.
11. Шатова Н. В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Рябинового рудного поля (Южная Якутия): специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения»: автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Надежда Витальевна Шатова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. – 181 с.
12. Яновский В. М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. – М.: Недра, 1990. – 246 с.

References

1. Bilibin Y. A. Posleyurskie intruzii Aldanskogo raiona [Post-Jurassic intrusions of the Aldan region], St. Petersburg, AN SSSR Publ., 1941, 164 p.
2. Vetluzhskikh V. G., Kazanskii V. I., Kochetkov A. Y., Yanovskii V. M. Zolotorudnye mestorozhdeniya Tsentral'nogo Aldana [Gold deposits of the Central Aldan], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits], 2002, V. 44, No 6, pp. 467–499. (In Russ.).
3. Dvornik G. P. Zolotorudnye metasomaticheskie formatsii Tsentral'no-Aldanskogo raiona [Gold ore metasomatic formations of the Central Aldan region], [Lithosphere], 2012, No 2, pp. 90–105. (In Russ.).
4. Kim A. A. Analiz mineralogicheskikh osobennostei samorodnogo zlota v pervichnykh i okislennykh rudakh mestorozhdenii Tsentral'nogo Aldana. Drevnie kory vyvetrivaniya Yakutii [Analysis of the mine-

- rological features of native gold in primary and oxidized ores of the deposits of the Central Aldan. Ancient weathering crusts of Yakutia], Yakutsk, YaF SO AN SSSR Publ., 1975, pp. 109–127.
5. Kim A. A. Zoloto-telluridno-selenidnaya mineralizatsiya v Kuranakhskom mestorozhdenii [Gold-telluride-selenide mineralization in the Kuranakh deposit], *Zapiski Vserossiiskogo mineralogicheskogo obshchestva* [Notes of the All-Russian Mineralogical Society], 2000, No 5, pp. 51–57. (In Russ.).
 6. Kostyuk V. P., Panina L. I., Zhidkov A. Y., Orlova M. P., Bazarova T. Y. Kalievyi shchelochnoi magmatizm Baikalo-Stanovoi riftogennoi sistemy [Potassium alkaline magmatism of the Baikal-Stanovoy rift system], Novosibirsk, Nauka Publ., 1990, 239 p.
 7. Maksimov E. P., Uyutov V. I., Nikitin V. M. Perspektivy mezozoiskogo endogenno go orudneniya v Tsentral'no-Aldanskom rudnom raione [Prospects for Mesozoic endogenous mineralization in the Central Aldan ore region], *Vestnik Goskomgeologii* [Bulletin of the State Committee for Geology], 2004, No 1, pp. 34–50. (In Russ.).
 8. Nikolaeva L. A., Gavrilov A. M., Nekrasova A. N., Yablokova S. V., Shatilova L. V. Atlas samorodnogo zolota rudnykh i rossypnykh mestorozhdenii Rossii [Atlas of native gold of ore and placer deposits in Russia], Moscow, TsNIGRI Publ., 2003, 184 p.
 9. Petrovskaya N. V. Samorodnoe zoloto [Native gold], Moscow, Nauka Publ., 1973, 347 p.
 10. Petrovskaya N. V., Yablokova S. V. Zoloto v korakh vyvetrivaniya. Rudonosnye kory vyvetrivaniya [Gold in weathering crusts. Ore-bearing weathering crusts], Moscow, Nauka Publ., 1974, pp. 173–182.
 11. Shatova N. V. Rudonosnost' gidrotermal'no metasomaticheskikh obrazovaniy Ryabinovogo rudnogo polya (Yuzhnaya Yakutiya) [Ore potential of hydrothermal-metasomatic formations of the Ryabinovoye ore field (South Yakutia)], St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2016, 181 p.
 12. Yanovskii V. M. Rudokontroliruyushchie struktury terrigenykh miogeosinklinalей [Ore-controlling structures of terrigenous miogeosynclines], Moscow, Nedra Publ., 1990, 246 p.

Авторы

Столяренко Владимир Валентинович

кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник¹
stolyarenko@tsnigri.ru

Минаков Алексей Викторович

главный геолог²
min.aldan@mail.ru

Рябощапко Алексей Геннадьевич

ведущий инженер¹
ryaboshapko@tsnigri.ru

Минаева Светлана Викторовна

ведущий инженер¹
minaeva@tsnigri.ru

Алфёрова Валерия Алексеевна

ведущий инженер¹
alferova@tsnigri.ru

¹ ФГБУ «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов», г. Москва, Россия
² Алданское ОП, г. Алдан, Россия

Authors

Vladimir V. Stolyarenko

PhD
Leading Researcher¹
stolyarenko@tsnigri.ru

Alexey V. Minakov

Chief Geologist²
min.aldan@mail.ru

Alexey G. Ryaboshapko

Lead Engineer¹
ryaboshapko@tsnigri.ru

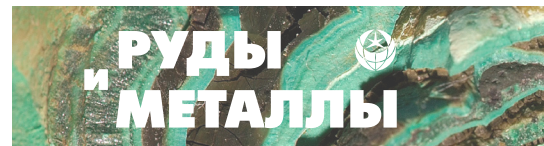
Svetlana V. Minaeva

Lead Engineer¹
minaeva@tsnigri.ru

Valeria A. Alferova

Lead Engineer¹
alferova@tsnigri.ru

¹ Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia
² Aldan OP, Aldan, Russia



Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов Diamonds from low-grade kimberlite

Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д.

Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.

Геолого-поисковыми и опробовательскими работами на Сибирской платформе (СП) установлена неравномерная алмазоносность различных диатрем. Кроме трубок с промышленным или полупромышленным содержанием полезного компонента обнаружены диатремы, в которых не установлены алмазы или их концентрация ничтожно низкая. Для получения представительного материала изучались диатремы двух кимберлитовых полей Центрально-Сибирской (ЦСАСП) и шести – Лено-Анабарской (ЛААСП) алмазоносных субпровинций. Проведено комплексное исследование алмазов из низкопродуктивных тел Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей ЦСАСП. В ЛААСП изучены алмазы из 16 кимберлитовых тел шести полей. Анализ типоморфных особенностей алмазов из кимберлитовых тел с низкой продуктивностью отдельных полей СП показал, что для таких трубок характерно высокое содержание типичных округлых выделений минерала уральского (бразильского) типа с шагренью и полосами пластической деформации. Это свидетельствует о значительном растворении минерала в кимберлитах таких диатрем, что отличает их от аналогичных тел с алмазоносностью и позволяет прогнозировать уровень продуктивности пород уже на начальных стадиях работ. Для кристаллов из жил отмечено повышенное содержание мелких полупрозрачных дымчато-коричневых округлых алмазов с шагренью и полосами пластической деформации, что является типоморфными особенностями и для трубок с убогой алмазоносностью.

Ключевые слова: кимберлитовые трубки, типоморфизм алмазов, низкая алмазоносность, Сибирская платформа.

Based on exploration and sampling work on the Siberian platform (SP) the uneven diamond content of various diatremes was established. During the exploration apart from the pipes with high or medium content of a useful component also the diatremes with low to very low diamond content were discovered. To obtain representative data the diatremes of two kimberlite fields of the Central Siberian (CS) and six kimberlite fields of the Lena-Anabar (LA) diamondiferous sub-provinces (DSP) were studied. A comprehensive study of diamonds from low-grade pipes of the Alakit-Markhinsky and Daldynskoye kimberlite fields of CSDSP was carried out. 16 kimberlite bodies from six kimberlite fields from the LADSP were studied. Geology and mineral-petrographic composition of kimberlites, crystal-morphological and physical properties of diamonds from certain prospective areas were investigated. In addition to classifying diamonds into specific varieties according to Yu. L. Orlov (1984), for many crystals, we examined impurity centers, the ratio of the concentration of optically active defects, spectra of absorption of diamonds IR and UV for the visible regions. For many grains we determined the isotopic composition of carbon; carried out analyses using the electron paramagnetic resonance (EPR) method; measured the photoconductivity upon excitation with visible light; analyzed photoluminescence spectra; studied the internal structure and composition of the mineral inclusions. The obtained results were compared with similar materials for the known primary (and sometimes alluvial) deposits of the region. Based on the study of the typomorphic features of diamonds from low-grade kimberlite pipes from selected fields of the SP we conclude that they are characterized by a high content of typical rounded minerals of the Ural (Brazilian) type with shagreen and plastic deformation bands. This indicates a significant dissolution of the mineral in the kimberlite of such diatremes, which distinguishes them from similar bodies with high diamond content and makes it possible to predict the grade already at the initial stages of exploration work. Increased content of small semitransparent smoky-brown rounded diamonds with shagreen and plastic deformation bands for crystals from veins was noted, which is also typical for low-grade pipes.

Keywords: kimberlite pipes, typomorphism of diamonds, low-grade, Siberian Platform.

Для цитирования: Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов. Руды и металлы. 2022. № 1. С. 77–93. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10004.

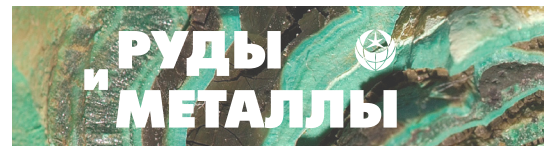
For citation: Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. Diamonds from low-grade kimberlite. Ores and metals, 2022, № 1, pp. 77–93. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10004.

Введение. В результате проведённых за более чем 60 лет геолого-поисковых и опробовательских работ на Сибирской платформе (СП) установлена [1–11] неравномерная алмазоносность различных диатрем. Кроме трубок с промышленным или полупромышленным содержанием полезного компонента, в ходе геолого-поисковых работ обнаружены и диатремы, в которых алмазы не выявлены или их концентрация ничтожно низкая. Несмотря на то что количество таких диатрем во много раз превышает число продуктивных, все обнаруженные магматические образования с различной степенью детальности изучаются в целях выработки прогнозно-поисковых критериев поисков коренных и россыпных алмазных месторождений. Для получения представительного материала и решения поставленных задач изучались диатремы двух полей Центрально-Сибирской (ЦСАСП) и шести кимберлитовых полей Лено-Анабарской (ЛААСП) алмазоносных субпровинций. На отдельных временных этапах в изучении алмазов исследуемого региона активное участие принимал кандидат геолого-минералогических наук В. И. Коптиль [3, 15, 21, 22, 24, 25], которому авторы глубоко признательны. В дальнейшем сбором материала по обозначенной тематике занимался кандидат геолого-минералогических наук Л. Д. Бардухинов, который провёл многие исследования алмазов физико-химическими методами, сопоставляя результаты с ранее полученными данными, а также участвовал в обсуждении результатов и написании статьи.

Объекты, методология исследований и обсуждение полученных результатов. Нами изучены основные типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел с низкой алмазоносностью восьми кимберлитовых полей СП (рис. 1). Для кимберлитовых тел с низкой продуктивностью Алакит-Мархинского поля – АМКП – (трубки Заря, Подтрапповая, Молодость, Радиогеодезическая, жила 213) Центрально-Сибирской алмазоносной субпровинции характерно высокое содержание типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа в основном с шагренью и полосами пластической деформации, свидетель-

ствующих о значительном растворении минерала, что резко отличает их от продуктивных кимберлитовых тел по этому критерию [12–15, 26–28]. Все эти тела сложены автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ) и перекрыты (кроме тр. Радиогеодезическая) толщей траппов мощностью до 100 м. Их исследование представляет значительный интерес как с точки зрения сопоставления алмазов из кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью в различных кустах одного поля, так и их сравнения с кристаллами из основных продуктивных тел АМКП (трубки Айхал, Сытыканская, Юбилейная), что в итоге позволит прогнозировать уровень продуктивности кимберлитов уже на начальных стадиях геологоразведочных работ.

Среди алмазов *трубки Заря* преобладают бесцветные кристаллы и индивиды разновидности I по Ю. Л. Орлову [23], эпигенетически окрашенные в розово-лиловые и дымчато-коричневые тона. В незначительном (8 %) количестве встречаются тёмные полупрозрачные сильнотрещиноватые кристаллы с высоким содержанием включений графита, поликристаллические сростки (разновидность VIII). Среди алмазов разновидности I более половины (до 51 %) кристаллов составляют [3, 16–21] индивиды ромбододекаэдрического габитуса. Как правило, это ламинарные ромбододекаэдры со сноповидной и занозистой штриховками, блоковой скульптурой (26 %), а также додекаэдры с шагренью и полосами пластической деформации (до 25 %). Алмазы октаэдрического (до 16 %) и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (13 %) габитусов, а также бесформенные осколки (7 %) присутствуют в подчинённых количествах. Встречены также единичные псевдогемиморфные кристаллы и бесцветные алмазы кубического габитуса [6, 7, 12, 17, 26]. Алмазы представлены в основном целыми и в незначительной степени повреждёнными кристаллами (55 %); реже отмечаются битые и колотые кристаллы (34 %), тогда как осколки и обломки составляют лишь 14,5 %. Основная масса камней в той или иной мере трещиновата; кристаллы без трещин составляют всего



26 %. Алмазы тр. Заря преимущественно прозрачные и содержат твёрдые включения, среди которых преобладает графит (в ассоциации с сульфидами). В повышенном количестве (18 %) найдены включения хромшпинелида, реже – оливина (8 %) и малинового пиропа (до 3 %). Основная масса алмазов люминесцирует в ультрафиолетовых лучах сине-голубым цветом (63 %), реже – жёлтым, зелёным и оранжевым (в сумме 20 %). Отдельные кристаллы имеют розово-сиреневое и слабое неопределённого цвета свечение (17 %).

В *кимберлитовых трубках Подтрапповая-1* и *Подтрапповая-2* среди изученного небольшого числа алмазов преобладают бесцветные и эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета кристаллы разновидности I, с доминированием камней октаэдрического габитуса (54 и 40 % соответственно). В первой трубке октаэдры наблюдаются в виде довольно правильных по форме зёрен, во второй представлены обломками кристаллов и сростками. В обеих трубках отмечается значительное содержание бесформенных осколков без признаков кристаллографической огранки (23 и 40 %). В трубке Подтрапповая-1 около половины (54 %) всех алмазов составляют целые кристаллы, однако встречаются расколотые камни (23 %) и бесформенные осколки кристаллов (22 %). В трубке Подтрапповая-2 все алмазы в той или иной мере расколоты. В большом количестве установлены бесформенные осколки без признаков первоначальной кристаллографической огранки. Основная масса кристаллов обеих трубок трещиновата. Почти половина алмазов обеих трубок (47 и 40 % соответственно) содержит включения графита в ассоциации с сульфидами. Характер фотолюминесценции алмазов трубок Подтрапповая-1 и -2 несколько различается: в первой преимущественно распространены индивиды с жёлтым и зелёным свечением (в сумме 38 %), меньше – с синим (23 %) и розово-сиреневым (23 %); во второй в основном встречаются кристаллы с розово-сиреневой (50 %) и синей (30 %) фотолюминесценцией, а единичные камни люминесцируют зелёным и жёлтым цветами.

В *кимберлитовой трубке Молодость* выделяются [6, 7, 12, 15, 17] три типа кимберлитов: I и II представлены порфировым кимберлитом (ПК), III – кимберлитовой брекчией (КБ). Среди алмазов трубки (рис. 2) резко преобладают бесцветные кристаллы и эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневый цвет (разновидность I). Во втором типе кимберлита значительную часть (более 14 %) составляют жёлто-зелёные кубы (разновидность IV), а в КБ около 9 % алмазов приходится на долю поликристаллических сростков (разновидность VIII). Среди алмазов разновидности I в кимберлитах типа II преобладают кристаллы ромбододекаэдрического габитуса (50 % всех алмазов), представленные в основном додекаэдроидами с шагренью и полосами пластической деформации. Алмазы октаэдрического габитуса составляют 21 %, бесформенные осколки – 7 %. В КБ алмазы разновидности I (53 %) также представлены в основном кристаллами ромбододекаэдрического габитуса. В большинстве это додекаэдроиды с шагренью и полосами пластической деформации, реже ламинарные ромбододекаэдры. На долю алмазов октаэдрического габитуса приходится 19 %, переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому – 4 %. Среди них в равной мере встречаются плоскогранные октаэдры и комбинированные плоскогранно-кривогранные алмазы с параллельной, сноповидной и занозистой штриховками, а также с полицентрически растущими гранями. Бесформенные осколки составляют 12 %. По степени сохранности среди алмазов кимберлита типа II, наряду с большим количеством обломков и бесформенных осколков (43 %), в равном количестве содержатся целые и в незначительной степени повреждённые кристаллы. Среди алмазов КБ резко преобладают обломки и осколки (62 %) при относительно небольшом содержании целых и незначительно повреждённых кристаллов (30 %). Более 60 % всех алмазов из отдельных разновидностей кимберлита представлены монолитными нетрещиноватыми кристаллами. Значительно реже отмечаются алмазы с единичными поверхностными и

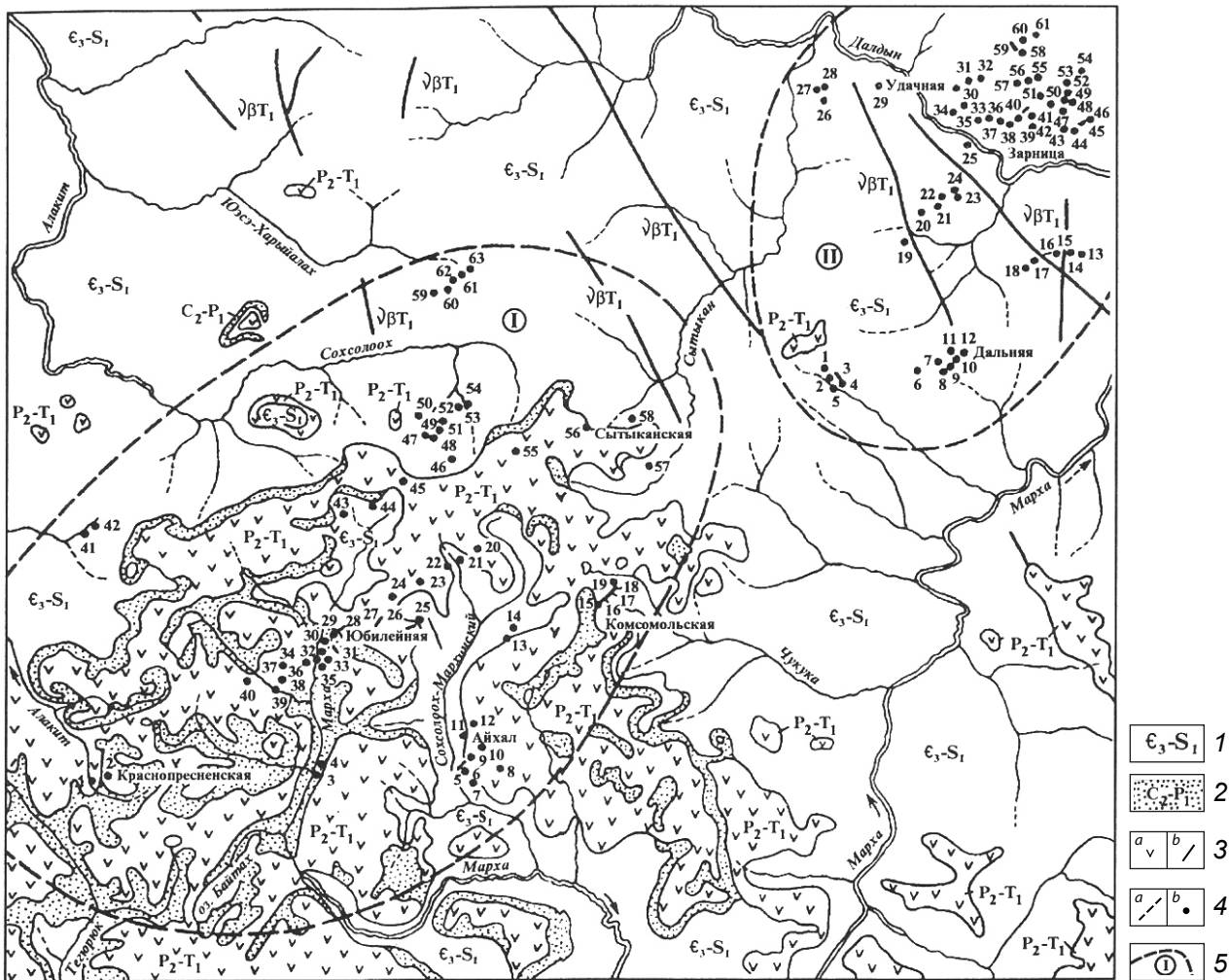
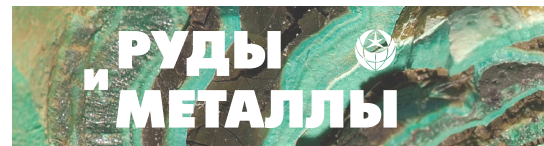


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Далдыно-Алаakitского алмазоносного района [11]:

1 – карбонатные породы раннего палеозоя; 2 – терригенные отложения пермокарбона; 3 – силлы (a) и дайки (b) траппов пермо-триасового возраста; 4 – дайки, жилы (a) и трубки (b) кимберлитов среднего палеозоя; 5 – границы Алаakit-Мархинского (I) и Далдынского (II) кимберлитовых полей; кимберлитовые трубки и жилы (ж.): Алаakit-Мархинское поле: 1 – Алаakitская, 2 – Краснопресненская, 3 – 30 лет Айхала, 4 – Байтахская, 5 – ж. 213, 6 – Октябрьская, 7 – Сувенир, 8 – Надежда, 9 – Подтрапповая, 10 – Заря, 11 – Айхал, 12 – Лира, 13 – Молодость, 14 – Юность, 15 – Комсомольская, 16 – ж. Сомнительная, 17 – ж. Структурная, 18 – ж. Кексовая, 19 – Чукукская, 20 – Победа, 21 – Геохимическая, 22 – Кисмет, 23 – Восток, 24 – Салют, 25 – Липа, 26 – ж. Фабричная, 27 – ж. Межозёрная, 28 – ж. Первомайская, 29 – Юбилейная, 30 – Озёрная, 31 – ж. Новогодняя, 32 – ЦНИГРИ, 33 – Бобкова, 34 – Соболева, 35 – Радиоволновая, 36 – Шукина, 37 – Одинцова, 38 – Амакинская, 39 – Файнштейновская, 40 – Кылахская, 41 – Нева, 42 – Славутич, 43 – Кира, 44 – Мархинская, 45 – Москвичка, 46 – Магистральная, 47 – Весёлая, 48 – Начальная, 49 – Смежная, 50 – Искорка, 51 – А-16, 52 – ж. А-17, 53 – Коллективная, 54 – Светлая, 55 – Олимпийская, 56 – Сытыканская, 57 – Дружба, 58 – Снежинка, 59 – НИИГА, 60 – Маршрутная, 61 – Радиogeодезическая, 62 – Талисман, 63 – Меньшикова; Далдынское поле: 1 – Загадочная Н1, 2 – Кусова, 3 – ж. С-90, 4 – ж. С-80, 5 – Иреляхская, 6 – Мамбо, 7 – С-149/93, 8 – Ну, погоди!, 9 – Угадайка, 10 – ЭА-17, 11 – Саратовская и ж. 74, 12 – Дальняя, 13 – Молодёжная, 14 – Ленинградская, 15 – Геофизическая,



16 – ж. 70, 17 – Долгожданная, 18 – Нюрбинская, 19 – Украинская, 20 – Аэросъёмочная, 21 – Академическая, 22 – Ильменитовая, 23 – Д-13, Д-14, 24 – Якутская, 25 – Рот-Фронт, 26 – Полуночная, 27 – Сибирская, 28 – Синильга, 29 – Удачная, 30 – Студенческая, 31 – Полярная, 32 – Фестивальная, 33 – Волжанка, 34 – Любимая, 35 – Далдынская, 36 – Овал, 37 – Аэромагнитная, 38 – Эврика, 39 – Эндир, 40 – ж. 73, 41 – Веснушка, 42 – Мастахская, 43 – Прогнозная, 44 – Осенняя, 45 – Зимняя, 46 – Летняя I–II, 47 – Зарница, 48 – Электра, 49 – Попугаевой, 50 – Чебурашка, 51 – Мастахская-1, 52 – Аргыс, 53 – Невидимка, 54 – Иксовая, 55 – Малютка, 56 – Варыгина, 57 – Соседняя, 58 – Горняцкая, 59 – ж. 75, 60 – Буковинская, 61 – Поповой

Fig. 1. Schematic geological map of central part of the Daldyn-Alakitsky diamond field:

1 – early Paleozoic carbonate rocks; 2 – Permian Carboniferous terrigenous sequence; 3 – sills (a) and dikes (b) of Permo-Triassic traps; 4 – dikes, veins (a) and pipes (b) of Middle Paleozoic kimberlites; 5 – boundaries of Alakit-Markhinskoye (I) and Daldynskoye (II) kimberlite fields; kimberlite pipes and veins (v.): *Alakit-Markhinskoye field*: 1 – Alakitskaya, 2 – Krasnopresnenskaya, 3 – 30 years of Aikhala, 4 – Baitakhskaya, 5 – v. 213, 6 – Oktyabrskaya, 7 – Souvenir, 8 – Nadezhda, 9 – Podtrappovaya, 10 – Zarya, 11 – Aikhal, 12 – Lira, 13 – Molodost', 14 – Yunost', 15 – Komsomolskaya, 16 – v. Somnitel'naya, 17 – v. Structurnaya, 18 – v. Keksovaya, 19 – Chukukskaya, 20 – Pobeda, 21 – Geochemicheskaya, 22 – Kismet, 23 – Vostok, 24 – Salyut, 25 – Lipa, 26 – v. Fabrichnaya, 27 – v. Mezhozernaya, 28 – v. Pervomaiskaya, 29 – v. Yubileinay, 30 – Ozernaya, 31 – v. Novogodnyaya, 32 – TsNIGRI, 33 – Bobkov, 34 – Sobolev, 35 – Radiovolnovaya, 36 – Shchukin, 37 – Odintsov, 38 – Amakinskaya, 39 – Feinsteinskaya, 40 – Kylakhskaya, 41 – Neva, 42 – Slavutich, 43 – Kira, 44 – Markhinskaya, 45 – Moskvichka, 46 – Magistralnaya, 47 – Vesyolaya, 48 – Nachalnaya, 49 – Smezhnaya, 50 – Iskorka, 51 – A-16, 52 – v. A-17, 53 – Collectivnaya, 54 – Svetlaya, 55 – Olympiiskaya, 56 – Sytykanskaya, 57 – Druzhba, 58 – Snezhinka, 59 – NIIGA, 60 – Marshrutnaya, 61 – Radiogeodezicheskaya, 62 – Talisman, 63 – Menshikov; *Daldynskoye field*: 1 – Zagadochnaya HI, 2 – Kusov, 3 – v. S-90, 4 – v. S-80, 5 – Irelyakhskaya, 6 – Mambo, 7 – S-149/93, 8 – Nu, pogodi!, 9 – Ugadaika, 10 – EA-17, 11 – Saratov and v. 74, 12 – Dalnyaya, 13 – Molodyozhnaya, 14 – Leningradskaya, 15 – Geofizicheskaya, 16 – v. 70, 17 – Dolgozhdannaya, 18 – Nyurbinskaya, 19 – Ukrainskaya, 20 – Aerosemochnaya, 21 – Academicheskaya, 22 – Ilmenitovaya, 23 – D-13, D-14, 24 – Yakutskaya, 25 – Rot-Front, 26 – Polunochnaya, 27 – Sibirskaya, 28 – Sinilga, 29 – Udachnaya, 30 – Studencheskaya, 31 – Polyarnaya, 32 – Festivalnaya, 33 – Volzhanka, 34 – Lubimaya, 35 – Daldynskaya, 36 – Oval, 37 – Aeromagnitnaya, 38 – Eureka, 39 – Endir, 40 – v. 73, 41 – Vesnushka, 42 – Mastakhskaya, 43 – Prognoznaya, 44 – Osennaya, 45 – Zimnyaya, 46 – Letnyaya I–II, 47 – Zarnitsa, 48 – Elektra, 49 – Popugaeva, 50 – Cheburashka, 51 – Mastakhskaya-1, 52 – Argys, 53 – Nevidimka, 54 – Iksovaya, 55 – Maljutka, 56 – Varygina, 57 – Sosednyaya, 58 – Gornyatskaya, 59 – v. 75, 60 – Bukovinskaya, 61 – Popova

внутренними трещинами. Характер сколов в основном протоматматический. Включения графита в алмазах в ассоциации с сульфидами не превышают трети всех изученных камней. По характеру свечения в УФ-лучах среди алмазов из типа II кимберлитов тр. Молодость преобладают кристаллы с сине-голубой фотолюминесценцией (43 %) при значительном содержании камней с жёлтыми, зелёными и оранжевыми цветами свечения (в сумме до 36 %). Единичные кристаллы обладают розово-сиреневым и слабым неопределённого цвета свечением. Большинство алмазов из KB кимберлитов тр. Молодость люминесцирует в ультрафиолетовых лучах сине-голубым цветом различной интенсивности. Следует обра-

тить внимание на повышенное по сравнению с алмазами других кимберлитовых тел содержание индивидов без признаков видимого свечения.

В кимберлитовой трубке Радиогеодезическая выделяются две разновидности пород: собственно кимберлит и KB. Среди алмазов трубки (как и в других месторождениях СП) преобладают бесцветные, а также эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета кристаллы разновидности I. Здесь отмечены также единичные находки поликристаллических сростков (разновидность VIII) и жёлто-оранжевых кубов разновидности II. Среди алмазов разновидности I преобладают ромбододекаэдры (46–49 %), представленные,



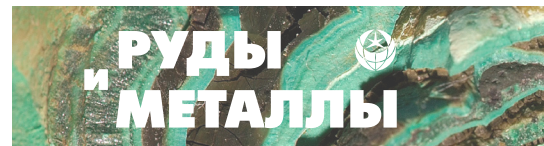
Рис. 2. Фото алмазов из кимберлитов трубки Молодость (Алаakit-Мархинское поле)

Fig. 2. Photo of diamonds from Molodost' kimberlite pipe (Alakit-Markhinsky field)

как правило, типичными округлыми кристаллами, часто с шагренью и полосами пластической деформации (39–43 %); реже наблюдаются ламинарные ромбододекаэдры со сноповидной и занозистой штриховкой. В меньшем количестве, чем ромбододекаэдры, содержатся кристаллы октаэдрического габитуса и переходные формы от октаэдров к ромбододекаэдрам. В основном это плоскогранные и плоскогранно-кривогранные кристаллы с полицентрически растущими гранями, со сноповидной и занозистой штриховкой, а также плоскогранные октаэдры, в том числе с тригональными слоями роста. Бесформенные осколки составляют 9–11 % от всех алмазов. Отмечены также единичные находки бесцветных тетрагексаэдров и кубоидов. Вышеуказанные разновидности по кристалломорфологии существенно не различаются [9, 25]. Следует обратить внимание на гораздо более высокое содержание двойников и сростков в кимберлите тр. Радиогодезическая по сравнению с КБ [4, 19, 18, 21]. Одной из характерных особенностей алмазов описываемой трубки является повышенное содержание среди них индивидов с признаками природного травления (коррозия, каверны). Для кимберлита диатремы характерно широкое развитие ка-

верн на алмазах (до 18 % индивидов), в то время как для КБ алмазы с кавернами не типичны. Более половины всех алмазов трубки (55–64 %) составляют целые и в незначительной степени повреждённые кристаллы. Бесформенные обломки и осколки содержатся примерно в одинаковых количествах. Большинство алмазов отличается различной степенью трещиноватости. Кристаллы без трещин составляют 33–40 % от всех алмазов. Содержание алмазов, окрашенных в жёлтый, молочно-серый и коричневый цвета, не превышает 13 %. Основная масса алмазов диатремы люминесцирует в ультрафиолетовых лучах сине-голубым цветом различной интенсивности (59–71 %). Содержание алмазов, светящихся зелёным, оранжевым и жёлтым цветами, в сумме составляет 17–21 %. Гораздо реже встречаются кристаллы, обладающие розово-сиреневым или слабым свечением в ультрафиолетовых лучах. Алмазы тр. Радиогодезическая отличаются от кристаллов близлежащих диатрем НИИГА и Маршрутная более высоким содержанием камней ромбододекаэдрического габитуса при пониженном количестве октаэдров. Характерно также более высокое содержание округлых алмазов (преимущественно додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации) и индивидов с полицентрически растущими гранями, а также камней с сине-голубой фотолюминесценцией.

Результаты минералогического исследования алмазов из 25 кимберлитовых трубок, даек и жил с убогой алмазоносностью *Далдынского поля* (ДКП) подтверждают ранее сделанный вывод [8–10, 13–16, 18, 20, 22–24, 28] о типоморфизме кристаллов из жил, характеризующихся повышенным (до трети от общего количества) содержанием мелких полупрозрачных дымчато-коричневых округлых алмазов с шагренью и полосами пластической деформации, а также присутствием среди крупных алмазов своеобразных блоково-занозистых незакономерных сростков нескольких индивидов ромбододекаэдрического габитуса, переполненных включениями графита, относящихся к гвинейскому типу [10]. Вместе



с тем высокое содержание дымчато-коричневых округлых алмазов с шагренью и полосами пластической деформации даже более высокое, чем в жилах и дайках (25,0–58,7 %), установлено в ряде кимберлитовых трубок (Саратовская, Веснушка, Прогнозная, Электра, Попугаевой, Волжанка, Любимая, Студенческая). Этот факт позволяет считать данную разновидность алмазов типоморфной не только для кимберлитовых жил, но и для трубок с низкой алмазоносностью, что, вероятно, обусловлено минералого-петрографическими особенностями кимберлитовых пород, их химизмом, содержанием и составом включений глубинных ксенолитов и т. д. Вероятно, что изученные кимберлитовые жилы и трубки с резко выраженными типоморфными особенностями алмазов относятся к самостоятельной фазе магматизма [2, 9], которая в большинстве случаев предшествовала становлению богатых кимберлитовых трубок. Возможно, жилы и трубки с типоморфными особенностями алмазов и специфическими характеристиками кимберлитовых пород имеют меньшие глубины заложения магматических очагов в мантийном слое по сравнению с аналогичными, питающими расплавом высокопродуктивные диатремы.

Характерным свойством алмазов из изученных кимберлитовых тел ДКП является широкое распространение индивидов с признаками природного травления (каверны, коррозия, шрамы, матировка), почти отсутствующих в известных богатых кимберлитовых трубках Удачная, Сытыканская, Юбилейная и других Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР). Это свидетельствует о широком развитии процессов аутометаморфизма при формировании ряда бедных кимберлитовых тел. Следует отметить, что значительная часть кимберлитовых трубок переработана экзогенными процессами, на что косвенно указывает высокое содержание в них алмазов с признаками ожелезнения. Минеральный состав сингенетических твёрдых включений в алмазах из кимберлитовых тел ДКП говорит о преобладании среди них ультраосновных парагенезисов (оливин + хром-

шпинелид) над эклогитовыми (пироп оранжевый + омфацит), что отражает истинное соотношение ультраосновных и основных ассоциаций в областях (верхней мантии), откуда алмазы выносятся на дневную поверхность. По предварительным данным, включения эклогитовой ассоциации встречены [9, 25] только в типичных округлых алмазах, а ультраосновной – преимущественно в плоскогранно-кривогранных кристаллах октаэдрического и переходного габитусов и значительно реже в округлых алмазах, что указывает на возможное различие условий образования плоскогранных кристаллов и типичных округлых алмазов. Можно лишь отметить близость алмазов из кимберлитовых тел в южном кусте ДКП (Ну, погоди!, Саратовская, ж. 74) по кристалломорфологии, прозрачности, окраске, сохранности алмазов и их фотолюминесцентным свойствам (высокое содержание индивидов с зелёным свечением). По этим же особенностям, а также по низкому содержанию включений графита близки между собой алмазы трубок Электра и Попугаевой. По типоморфным особенностям кимберлитовые тела с убогой алмазоносностью ДКП резко отличаются от трубки-лидера в этом регионе (Удачная) высоким содержанием типичных округлых алмазов, обычно с шагренью и полосами пластической деформации, дефектных полупрозрачных трещиноватых, окрашенных в дымчато-коричневые цвета, а также сростков. По своим особенностям изученные алмазы [14, 24–28] более близки к таковым из кимберлитовых тел с полупромышленной алмазоносностью ДКП (Зарница, Иреляхская).

В пределах северо-востока СП в Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции изучены [4, 18, 21–23] алмазы 16 кимберлитовых тел шести полей, в том числе: Омонос-Укукитского (тр. Ленинград, Русловая, Светлана, Лорик), Куранахского (тр. Университетская, им. Комарова), Чомурдахского (дайка Ан-21/79), Верхне-Моторчунского (тр. Аэрогеологическая), Куойкского (тр. Дьянга с жилой Ан-79), Лучаканского (тр. Лыхчан, Дама, Поздняя, жила Ан-79а, Отрицательная, Двойная, Флажок). Среди алмазов северного ку-

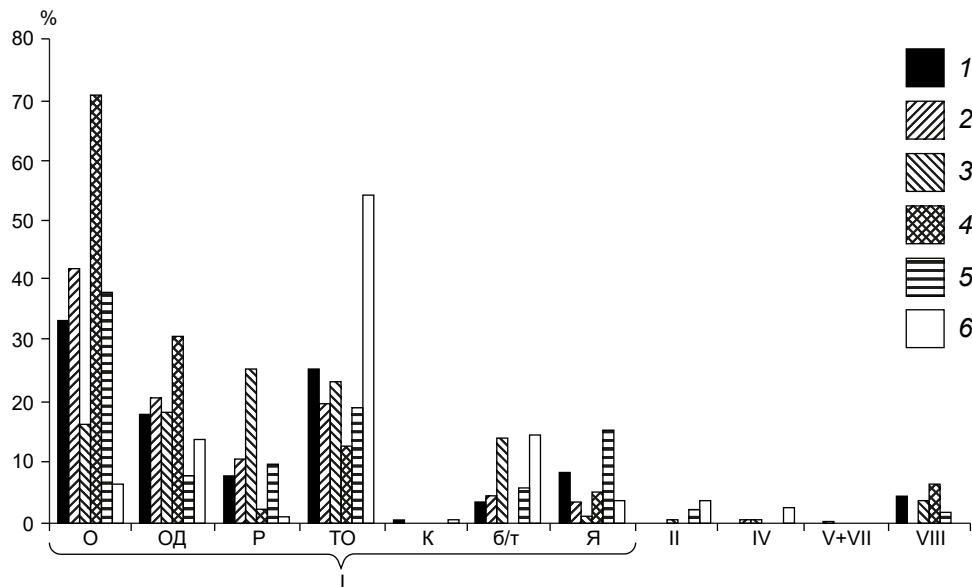


Рис. 3. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел с убогой продуктивностью:

I, II, IV, V + VII, VIII – разновидности алмазов по Ю. Л. Орлову (О – октаэдры, OD – переходные формы, P – ламинарные ромбододекаэдры, TO – сумма типично округлых алмазов, K – кубы, б / т – осколки, Я – янусы); кимберлитовые трубы: 1 – Ленинград, 2 – Светлана, 3 – Университетская, 4 – дайка Ан-21/79, 5 – Аэрогеологическая, 6 – Дьянга

Fig. 3. Typomorphic features of diamonds from low-grade kimberlite pipes:

I, II, IV, V + VII, VIII – varieties of diamonds according to Yu. L. Orlov (O – octahedrons, OD – transitional forms, P – laminar rhombododecahedrons, TO – the sum of typically rounded diamonds, K – cubes, б / т – fragments, Я – januses); kimberlite pipes: 1 – Leningrad, 2 – Svetlana, 3 – Universitetskaya, 4 – An-21/79 dike, 5 – Aerogeological, 6 – Dyanga

ста трубок *Омонос-Укукитского поля* отмечено (рис. 3–6) повышенное суммарное содержание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов разновидности I, представленных в основном индивидами с тригональными слоями роста и полицентрически растущими гранями, также сложенными тригональными слоями роста, что свидетельствует об отсутствии признаков природного растворения с ультраосновной ассоциацией твёрдых включений. Южный куст трубок *Омонос-Укукитского поля* характеризует близость кристалломорфологических особенностей алмазов к алмазам северного с резким (42–46 %) преобладанием октаэдров, отлича-

ет повышенное (до 36 %) содержание двойников и сростков, кристаллов с признаками природного травления (76–85 %), более высокой прозрачностью, пониженным (не более 15 %) количеством окрашенных камней, резким (64–67 %) доминированием минерала с сине-голубой фотолуминесценцией (см. рис. 5) и включений ультраосновного парагенезиса. Это указывает на вариации условий образования алмазов в пределах *Омонос-Укукитского поля* при одном из самых высоких среди кимберлитовых тел СП (кроме Малоботуобинского алмазоносного района – МБАР) суммарном содержании кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов (58–67 %),

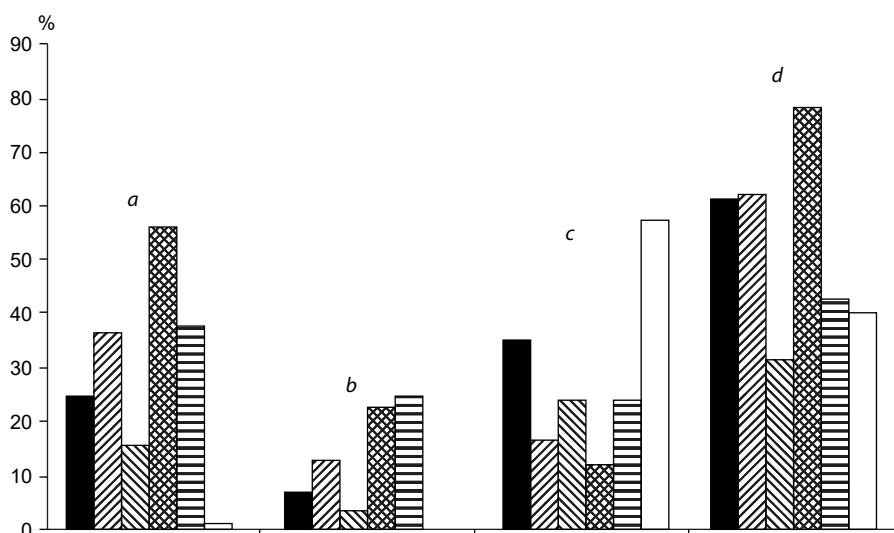


Рис. 4. Некоторые типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел с убойной алмазноностью:

a – двойники и сростки, *b* – двойники, *c* – окрашенные алмазы, *d* – алмазы с твёрдыми включениями; остальные усл. обозн. см. рис. 3

Fig. 4. Some typomorphic features of diamonds from low-grade kimberlite pipes:

a – twins and splices, *b* – twins, *c* – colored, *d* – diamonds with solid inclusions; other symbols are in fig. 3

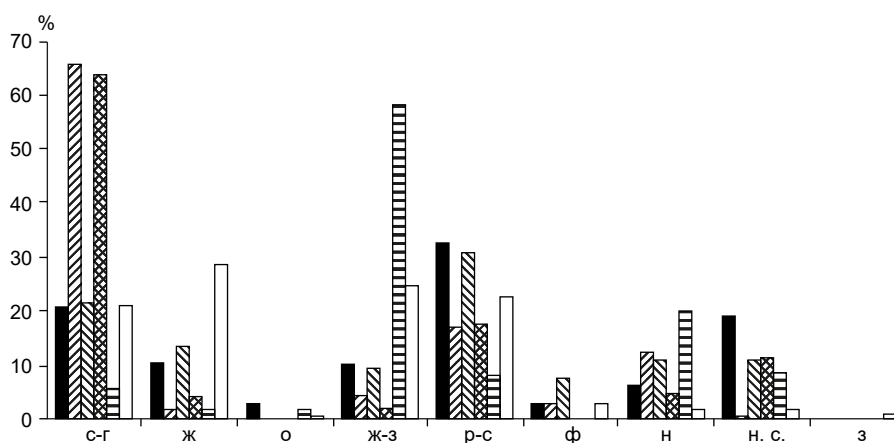


Рис. 5. Фотолуминесцентные особенности алмазов из кимберлитовых тел с убойной продуктивностью:

цвет люминесценции: с-г – сине-голубой, ж – жёлтый, о – оранжевый, ж-з – жёлто-зелёный, р-с – розово-сиреневый, ф – фиолетовый, н – неопределённый; н. с. – несветящиеся алмазы; з – с зональным свечением; остальные усл. обозн. см. рис. 3

Fig. 5. Photoluminescent properties of diamonds from low-grade kimberlite pipes:

luminescence color: с-г – blue-light blue, ж – yellow, о – orange, ж-з – yellow-green, р-с – pink-purple, ф – violet, н – indefinite; н. с. – nonluminescent diamonds; з – with zonal glow; other symbols are in fig. 3

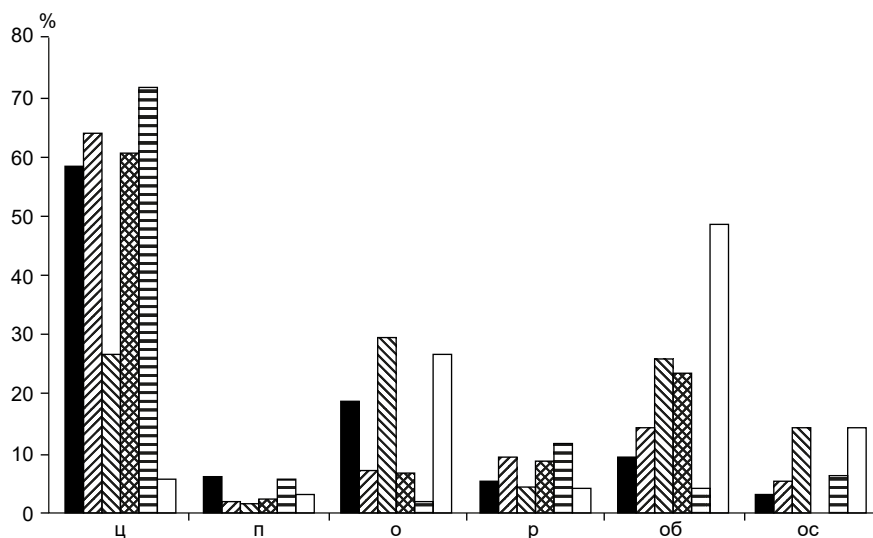


Рис. 6. Сохранность и целостность алмазов из кимберлитовых тел с убогой продуктивностью:

ц – целые кристаллы; п – повреждённые; о – обломанные; р – расколотые; об – обломки; ос – осколки; остальные усл. обозн. см. рис. 3

Fig. 6. Safety and integrity of diamonds from low-grade kimberlite pipes:

ц – whole crystals; п – damaged, о – chipped off; р – fractured, об – fragments; ос – chips; other symbols are in fig. 3

сложенных в основном тригональными слоями, являющимися, несомненно, формами роста, а также обломками и осколками кристаллов (см. рис. 6). Это требует выяснения причин невысокой алмазности с позиций более углублённого изучения вещественного состава кимберлитовых пород и глубинных ксенолитов в них в пределах периферических частей древних платформ.

Дайка Ан-21/79 (Чомурдахское поле) характеризуется аномально высоким (71 %) содержанием кристаллов октаэдрического габитуса, представленных преимущественно (48 %) плоскогранными острорёберными октаэдрами. Последние, в отличие от богатых кимберлитовых тел МБАР, представлены шпинелевыми двойниками, часто в комбинации с несовершенными сростками, преимущественно с коррозией. В целом спектр типоморфных особенностей алмазов из дайки Ан-21/79 не имеет аналогов на СП при их некоторой близости по высокому содержанию двойников и сростков октаэдров к микроалмазам отдель-

ных кимберлитовых тел (трубки 30 лет Айхала, им. Бобкова и Щукина) с низкой алмазностью АМКП [22].

Трубка *Аэрогеологическая* (Верхне-Моторчунское поле) – наиболее крупная (17 га) на северо-востоке и четвёртая по размерам (после трубок Юбилейная, Зарница, Удачная) в пределах СП, возраст среднепалеозойский [18, 24]. В ней доминируют (60,2 %) кристаллы октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов разновидности I при низком (18,9 %) содержании додекаэдров с шагренью и полосами пластической деформации и полном отсутствии типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа. Для них характерны преобладающие зелёная фотолюминесценция и ультраосновная ассоциация твёрдых включений, а также резкое преобладание безазотных алмазов типа II и промежуточного типа.

Кимберлитовые тела с убогой алмазностью *Куранахского поля* (тр. Университетская, Комарова) заметно отличаются как от

трубки Малокуонапская этого же поля, так и от других диатрем северо-востока СП по типоморфным особенностям алмазов. Для них характерна далдыно-алакитская минералогическая ассоциация с преобладанием (25 %) ламинарных ромбододекаэдров при заметном (35 %) суммарном содержании кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. При этом среди них преобладают индивиды с занозистой штриховкой. Содержание типичных округлых алмазов низкое (4–21 %), половину из них составляют додекаэдровиды с шагренью и полосами пластической деформации. *Кимберлитовая трубка Дьянга Куойского поля*, приуроченная к периферической зоне СП, представляет собой КБ тёмно-серого (до чёрного) цвета с небольшим (до 10 %) содержанием ксенолитов вмещающих пород. По химическому составу кимберлиты тр. Дьянга принадлежат [14–16, 22–24, 28] к магнезиальному типу с несколько повышенной железистостью и содержанием титана. По типоморфным особенностям алмазов (рис. 7) тр. Дьянга, сопряжённая с жилой-79 позднемезозойского возраста, не имеет аналогов среди кимберлитовых тел СП. Основными из них являются исключительно эклогитовый парагенезис твёрдых включений, резкое преобладание додекаэдровидов с шагренью и полосами пластической деформации разновидности I, часто затронутых более поздними процессами травления (каверны), приведшими к образованию псевдооктаэдров при практически полном отсутствии двойников и сростков. К другим особенностям алмазов относится резкое преобладание камней с лилово-коричневой окраской пониженной прозрачности, кристаллов с жёлтой и зелёной фотолюминесценцией и низким содержанием примесного азота в форме А-центра. Алмазы имеют исключительно низкую природную степень сохранности (целостность кристаллов) вследствие эпигенетических процессов кавернообразования. Комплекс типоморфных особенностей алмазов тр. Дьянга свидетельствует о её формировании в условиях повышенной фугитивности кислорода.



Рис. 7. Фото алмазов из кимберлитовой трубки Дьянга (Куойское поле)

Fig. 7. Photo of diamonds from the Dyanga kimberlite pipe (Kuo field)

Подчеркнём, что по особенностям химического состава включения гранатов пироп-альмандинового состава в тр. Дьянга не имеют аналогов среди похожих включений в алмазах других кимберлитовых тел СП [4, 15–18, 21, 25]. Они характеризуются очень низкими колебаниями состава при пониженных хромистости, железистости и кальциевости. Гранаты аналогичного состава со средним содержанием C_2O_3 0,31 %, FeO 12,57 %, CaO 5,17 % составляют в тр. Дьянга 20 % от общего количества всех гранатов. Из этого следует, что аналогичные гранаты служат индикаторным минералом кимберлитов (ИМК) тр. Дьянга, что свидетельствует (см. рис. 3–6) о своеобразии её генезиса. С исключительно эклогитовым генезисом алмазов тр. Дьянга хорошо коррелирует высокое (3 %) содержание ярко-жёлтых ромбододекаэдров разновидности II.

В пределах *Лучаканского кимберлитового поля* сильно различаются типоморфные особенности алмазов северного и южного кустов. Для северного куста (трубки Лыхчан, Дама, Поздняя, Ан-79а) характерно резкое преобладание бесцветных ламинарных кристаллов ряда октаэдр–ромбододекаэдр над типичными округлыми алмазами разновидности I

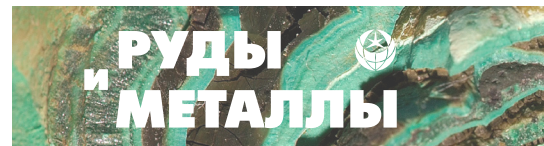
при высоком (1/3) содержании двойников и сростков с доминирующей сине-голубой и зелёной фотолюминесценцией. Для южного куста (трубки Отрицательная, Двойная, Флажок) типоморфными особенностями алмазов является аномально высокое для СП содержание бесцветных кубоидов разновидности I (около 1/4) и своеобразных молочно-белых кубоидов разновидности IV (более 1/4) с лёгким ($\delta^{13}\text{C} = -17\text{--}20\text{ ‰}$) изотопным составом углерода при низких сопоставимых (1/4–1/3) количествах ламинарных кристаллов ряда октаэдр–ромбододекаэдр и типичных округлых алмазов, низком (менее 1/10) содержании двойников и сростков с преобладающей сине-голубой и жёлтой фотолюминесценцией. Это указывает на неоднородность строения верхней мантии Земли даже в пределах одного кимберлитового поля.

Заключение. На основании комплексного изучения и анализа алмазоносности довольно значимых по размерам диатрем с убогой продуктивностью АМКП (Заря, Молодость, Радиогеофизическая и др.) можно утверждать: для таких пород характерно высокое содержание типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа, как правило, с шагренью и полосами пластической деформации, свидетельствующими о значительном растворении минерала, что отличает их от кимберлитовых тел с продуктивной алмазоносностью. Это позволяет прогнозировать уровень алмазоносности кимберлитов уже по первым десяткам добытых алмазов на первых стадиях геологоразведочных работ. По типоморфным особенностям алмазов кимберлитовые тела с убогой алмазоносностью ДКП также резко отличаются от трубки-лидера в регионе (Удачная) высоким содержанием округлых алмазов, обычно с шагренью и полосами пластической деформации, дефектных полупрозрачных, трещиноватых, окрашенных в дымчато-коричневые цвета, а также сростков. По своим особенностям изученные алмазы более близки к кристаллам из диатрем с полупромышленной алмазоносностью ДКП (Зарница, Иреляхская). В связи с изменением рыночной конъюнктуры часть диатрем из этой условно вы-

деленной группы также будет постепенно вовлекаться в процесс доразведки и подсчёта полезного компонента, его концентрации и распределения, что уже выполнено для тр. Заря и др.

Проведёнными исследованиями кимберлитовых тел северо-востока СП (преимущественно мезозойского возраста) установлен характерный комплекс особенностей вещественного состава, отличающий их от аналогичных геологических объектов ЦСАСП. Кимберлитовые породы представлены интрузивной и эксплозивной фазами, причём среди первых присутствуют мелилит и монтичелит, а также перовскит, апатит и рудные минералы. Среди пород трубок взрыва здесь основную роль играют кимберлитовые брекчии, но встречаются и порфиоровые разности интрузивной фации. Много слюдистых кимберлитов. Характерно невысокое содержание ИМК, причём пикроильменит преобладает над пиропом. Пиропы алмазной ассоциации редки. Кимберлиты характеризуются повышенными концентрациями титана, железа, фосфора, алюминия и калия. Количество ксенолитов глубинных пород в трубках понижено, в их составе почти не встречаются нодулы алмаз-пироповой фации глубинности.

Комплекс типоморфных особенностей алмазов из кимберлитовых тел резко отличается от особенностей кристаллов из разновозрастных россыпей этого обширного региона в первую очередь пониженным содержанием типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа разновидности I и полным отсутствием кристаллов разновидностей II, V и VII. В этих кимберлитовых телах резко преобладают обычные для кимберлитовых тел ЦСАСП ламинарные кристаллы ряда октаэдр–ромбододекаэдр октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов разновидности I, причём в большинстве трубок содержание октаэдров даже выше, чем в богатых кимберлитовых телах ЦСАСП (Далдыно-Алакитский и Верхнемунский алмазоносные районы). Это в корне меняет сложившееся представление о зональности СП по алмазам и о закономерном сни-



жении доли октаэдров с юга на север региона. Вместе с тем для каждого из кимберлитовых полей характерны свои типоморфные особенности алмазов, а в пределах Омонос-Укукитского поля наблюдается резкое отличие кристаллов двух пространственно-разобъединённых кустов трубок (северный – Ленинград и Русловая, южный – Светлана и Лорик). Кроме выявленных общих закономерностей и свойств алмазов из кимберлитов низкопродуктивных диатрем СП отмечены специфические особенности для отдельных кимберлитовых полей. Для таких диатрем АМКП характерно высокое содержание типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа, обычно с шагренью и полосами пластической деформации, свидетельствующими о значительном растворении минерала, что резко отличает их от кимберлитовых тел с продуктивной алмазоносностью. На примере сравнительного минералогического изучения кимберлитовых трубок, даек и жил ДКП подтверждён вывод о типоморфизме кристаллов из жил, характеризующихся повышенным (до трети общего количества) содержанием мелких полупрозрачных дымчато-коричневых округлых алмазов с шагренью и полосами пластической деформации, а также наличием среди крупных алмазов своеобразных блоково-заноцистических несогласных сростков нескольких индивидов ромбододекаэдрического габитуса, переполненных включениями графита. Вместе с тем высокое содержание дымчато-коричневых округлых алмазов с шагренью и полосами пластической деформации, даже более высокое (25–59 %), чем в дайках и жилах, позволяет считать данную разновидность алмазов характерной не только для кимберлитовых жил и даек, но и диатрем с низкой алмазоносностью.

Результаты комплексного исследования алмазов из кимберлитовых тел северо-востока СП свидетельствуют о гетерогенности строения верхней мантии. Отдельные блоки последней сложены эклогитами (в том числе алмазоносными), и при формировании магматических очагов в алмазоносном эклогитовом субстрате продуктивными могут ока-

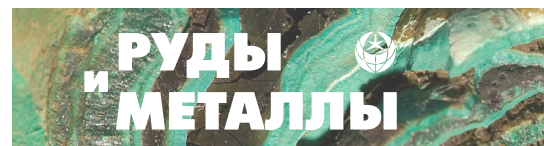
заться породы, по составу отличающиеся от типичных кимберлитов. К этому типу кимберлитовых тел можно отнести тр. Дьянга (Куойское поле) с эклогитовой ассоциацией твёрдых включений. Для остальных кимберлитовых тел ЛААСП типоморфной особенностью является преобладание кристаллов октаэдрического габитуса разновидности I, практически не затронутых процессами растворения, с ультраосновной ассоциацией твёрдых включений. Глубина залегания магматических очагов в ряде кимберлитовых полей ЛААСП не меньше, чем в отдельных полях ЦАСП, что говорит о высокой вероятности обнаружения в пределах ЛААСП диатрем с более высоким уровнем алмазоносности, чем это установлено на настоящий период. На это указывают и окислительно-восстановительные условия сохранности алмазов. Благоприятные условия сохранности алмазов характерны и для Куранахского поля, о чём свидетельствует открытие в регионе тр. Малокуонапская с полупромышленной алмазоносностью и преобладанием ламинарных кристаллов ряда октаэдр–ромбододекаэдр октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов при низком содержании типичных округлых алмазов. Вместе с тем кимберлитовая трубка Дьянга (Куойское поле) с эклогитовым парагенезисом алмазов характеризуется аномально высоким содержанием додекаэдровидов с шагренью и полосами пластической деформации (форма растворения в глубинных условиях), в значительной степени изменённых процессами травления (кавернообразования) при автаморфизме на последних этапах формирования кимберлитовых тел в пневматолито-гидротермальную стадию. Следует отметить, что среди нескольких тысяч изученных алмазов из кимберлитовых тел ЛААСП полностью отсутствуют типоморфные для разновозрастных (от позднеэоценовых до современных) россыпей этих полей кристаллы разновидностей V и VII, а также II в ассоциации с типичными округлыми алмазами разновидности I. Это подчёркивает вероятность нахождения коренных источников алмазов упомянутых

россыпей в наиболее периферической области СП – погружённой части Приверхоанского и Лено-Анабарского прогибов. Подтверждением этого является также близость типоморфных особенностей алмазов из кимберлитов краевых частей Восточно-Европейской

платформы и из россыпей северо-восточной части СП. Это может свидетельствовать о существовании на северо-востоке СП кимберлитов архангельского типа с низкими содержаниями ИМК, не образующих контрастные шлихоминералогические ореолы.

Список литературы

1. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 90–96.
2. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, № 3. – С. 281–288.
3. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 1998. – Т. 361, № 3. – С. 366–369.
4. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Логвинова А. Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. – 2009. – Т. 138, № 2. – С. 1–13.
5. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Тычков С. А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2002. – № 1. – С. 19–36.
6. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2000. – № 3 (9). – С. 37–55.
7. Егоров К. Н., Зинчук Н. Н., Мишенин С. Г., Серов В. П., Секерин А. П., Галенко В. П., Денисенко Е. П., Барышев А. С., Меньшагин Ю. В., Кошкарев Д. А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК "АЛРОСА" и научно-методическое обеспечение их решений», посвящённой 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Мирный : МГТ, 2003. – С. 50–84.
8. Зинчук Н. Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
9. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. О специфике изучения алмаза при прогнозно-поисковых работах (на примере Сибирской платформы) // Руды и металлы. – 2021. – № 3. – С. 59–75.
10. Зинчук Н. Н., Борис Е. И., Яныгин Ю. Б. Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). – М. : МГТ, 2004. – 172 с.
11. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
12. Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. – 1987. – № 10. – С. 66–72.
13. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Крайнов А. В. Кимберлиты в истории Земли // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского университета. – 2013. – Выпуск 68. – 99 с.
14. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерация в 3 томах. Т. 3. Историческая минерация подвижных суперпоясов. – Воронеж : ВГУ, 2008. – 622 с.

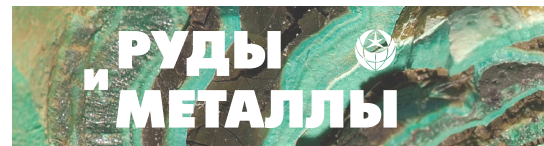


15. Зинчук Н. Н., Зуев В. М., Коптиль В. И., Чёрный С. Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроисловых работ // Горный вестник. – 1997. – № 3. – С. 53–57.
16. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Борис Е. И., Липашова А. Н. Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы. – 1999. – № 3. – С. 18–30.
17. Зинчук Н. Н., Специус З. В., Зуенко В. В., Зуев В. М. Кимберлитовая трубка Удачная (вещественный состав и условия формирования). – Новосибирск : НГУ, 1993. – 147 с.
18. Квасница В. Н., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм микрокристаллов алмаза. – М. : Недра. – 1999. – 224 с.
19. Котельников Д. Д., Домбровская Ж. В., Зинчук Н. Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. – 1995. – № 6. – С. 594–601.
20. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1996. – № 1. – С. 53–61.
21. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 2001. – Т. 76, № 1. – С. 45–53.
22. Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М. : Недра, 2001. – 428 с.
23. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. – М. : Наука. 1984. – 264 с.
24. Харьков А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов А. В., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. – М. : Недра, 1991. – 304 с.
25. Хитров В. Г., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады Академии наук СССР. – 1987. – Т. 296, № 5. – С. 1228–1233.
26. Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. – 2002. – Vol. 76, № 2. – P. 93–112.
27. Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. – 2015. – Vol. 465, № 2. – P. 1297–1301.
28. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. – 2001. – Vol. 9, № 6. – P. 576–588.

References

1. Afanas'ev V. P., Zinchuk N. N. Mineralogiya drevnikh rossypeialmazov vostochnogo borta Tunguskoj sineklizy [Mineralogy of ancient diamond placers on the eastern side of the Tunguska syncline], *Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]*, 1987, No 1, pp. 90–96. (In Russ.).
2. Afanas'ev V. P., Zinchuk N. N. Osnovnye litodinamicheskie tipy oreolov indikatornykh mineralov kimberlitov i obstanovki ikh formirovaniya [The main lithodynamic types of aureoles of indicator minerals in kimberlites and the setting of their formation], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of Ore Deposits]*, 1999, V. 41, No 3, pp. 281–288. (In Russ.).
3. Afanas'ev V. P., Zinchuk N. N., Koptil' V. I. Poligenез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы [Polygenesis of Diamonds in Connection with the Problem of Bedrock Placers in the North-East of the Siberian Platform], *Doklady Akademii nauk [Reports of the Academy of Sciences]*, 1998, V. 361, No 3, pp. 366–369. (In Russ.).
4. Afanas'ev V. P., Zinchuk N. N., Logvinova A. N. Osobennosti raspredeleniya rossypnykhalmazov, svyazannykh s dokembriiskimi istochnikami [Features of the distribution of placer diamonds associated with Precambrian sources], *Zapiski Rossijskogo mineralogicheskogo obshchestva [Notes of the Russian Mineralogical Society]*, 2009, V. 138, No 2, pp. 1–13. (In Russ.).
5. Afanas'ev V. P., Zinchuk N. N., Tychkov S. A. Problema dokembriiskoi almazonosnosti Sibirskoj plat-

- formy [The problem of Precambrian diamond content of the Siberian Platform], *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Geologiya* [Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology], 2002, No 1, pp. 19–36. (In Russ.).
6. Vasilenko V. B., Zinchuk N. N., Kuznetsova L. G. Geodinamicheskii kontrol' razmeshcheniya kimberlitovykh polei tsentral'noi i severnoi chastei Yakutskoi kimberlitovoi provintsii (petrokhimicheskii aspekt) [Geodynamic control of the placement of kimberlite fields in the central and northern parts of the Yakutsk kimberlite province (petrochemical aspect)], *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Geologiya* [Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology], 2000, No 3 (9), pp. 37–55. (In Russ.).
 7. Egorov K. N., Zinchuk N. N., Mishenin S. G., Serov V. P., Sekerin A. P., Galenko V. P., Denisenko E. P., Baryshev A. S., Men'shagin Yu. V., Koshkarev D. A. Perspektivy korennoi i rossypnoi almazonosnosti Yugo-Zapadnoi chasti Sibirskei platformy [Prospects for the primary and alluvial diamond content of the Southwestern part of the Siberian platform], *Geologicheskie aspekty mineral'no-syr'evoi bazy Aktsionernoi kompanii "ALROSA": sovremennoe sostoyanie, perspektivy, resheniya. Dopolnitel'nye materialy po itogam regional'noi nauchno-prakticheskoi konferentsii "Aktual'nye problemy geologicheskoi otrasli AK "ALROSA" i nauchno-metodicheskoe obespechenie ikh reshenii", posvyashchennoi 35-letiyu YaNIGP TsNIGRI AK "ALROSA"* [Geological aspects of the mineral resource base of the Joint Stock Company "ALROSA": current state, prospects, solutions. Additional materials on the results of the regional scientific and practical conference "Actual problems of the geological industry of AK ALROSA and scientific and methodological support for their solutions", dedicated to the 35th anniversary of the YaNIGP TsNIGRI AK ALROSA], Mirnyi, MGT Publ., 2003, pp. 50–84. (In Russ.).
 8. Zinchuk N. N. Sravnitel'naya kharakteristika veshchestvennogo sostava kory vyvetrivaniya kimberlitovykh porod Sibirskei i Vostochno-Evropeskei platform [Comparative characteristics of the material composition of the weathering crust of kimberlite rocks of the Siberian and East European platforms], *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 1992, No 7, pp. 99–109. (In Russ.).
 9. Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. O spetsifike izucheniya almaza pri prognozno-poiskovykh rabotakh (na primere Sibirskei platformy) [About the specifics of studying diamond in predictive prospecting (on the example of the Siberian platform)], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2021, No 3, pp. 59–75. (In Russ.).
 10. Zinchuk N. N., Boris E. I., Yanygin Yu. B. Osobennosti mineragenii almaza v drevnikh osadochnykh tolshchakh (na primere verkhnepaleozoiskikh otlozhenii Sibirskei platformy) [Features of diamond minerageny in ancient sedimentary strata (on the example of Upper Paleozoic deposits of the Siberian Platform)], Moscow, MGT Publ., 2004, 172 p.
 11. Zinchuk N. N., Koptil' V. I. Tipomorfizm almazov Sibirskei platformy [Typomorphism of diamonds of the Siberian platform], Moscow, Nedra Publ., 2003, 603 p.
 12. Zinchuk N. N., Mel'nik Yu. M., Serenko V. P. Apokimberlitovye porody [Kimberlite rocks], *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 1987, No 10, pp. 66–72. (In Russ.).
 13. Zinchuk N. N., Savko A. D., Krainov A. V. Kimberlity v istorii Zemli [Kimberlites in the history of the Earth], *Trudy nauchno-issledovatel'skogo instituta geologii Voronezhskogo universiteta* [Proceedings of the Scientific Research Institute of Geology of Voronezh State University], 2013, V. 68, 99 p. (In Russ.).
 14. Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T. Istoricheskaya minerageniya v 3 tomakh. T. 3. Istoricheskaya minerageniya podvizhnykh superpoyasov [Historical minerageny in 3 volumes. Vol. 3. Historical minerageny of mobile superbelt], Voronezh, VGU Publ., 2008, 622 p.
 15. Zinchuk N. N., Zuev V. M., Koptil' V. I., Chernyi S. D. Strategiya vedeniya i rezul'taty almazoposkovykh rabot [Strategy of conducting and results of diamond prospecting], *Gornyi vestnik* [Mining journal], 1997, No 3, pp. 53–57. (In Russ.).
 16. Zinchuk N. N., Koptil' V. I., Boris E. I., Lipashova A. N. Tipomorfizm almazov iz rossypei Sibirskei platformy kak osnova poiskov almaznykh mestorozhdenii [Typomorphism of diamonds from placers of the Siberian platform as the basis for the search for diamond deposits], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 1999, No 3, pp. 18–30. (In Russ.).
 17. Zinchuk N. N., Spetsius Z. V., Zuenko V. V., Zuev V. M. Kimberlitovaya trubka Udachnaya (veshchestvennyi sostav i usloviya formirovaniya) [Kimberlite pipe Udachnaya (material composition and



- conditions of formation)], Novosibirsk, NGU Publ., 1993, 147 p.
18. Kvasnitsa V. N., Zinchuk N. N., Koptil' V. I. Tipomorfizm mikrokristallov almaza [Typomorphism of diamond microcrystals], Moscow, Nedra Publ., 1999, 224 p.
19. Kotel'nikov D. D., Dombrovskaya Zh. V., Zinchuk N. N. Osnovnye zakonomernosti vyvetrivaniya silikatnykh porod razlichnogo khimicheskogo i mineralogicheskogo tipa [The main patterns of weathering of silicate rocks of various chemical and mineralogical types], *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources], 1995, No 6, pp. 594–601. (In Russ.).
20. Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N. Tipomorfnye osobennosti i paleogeograficheskoe znachenie slyudistykh mineralov [Typomorphic features and paleogeographic significance of mica minerals], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka* [Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration], 1996, No 1, pp. 53–61. (In Russ.).
21. Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N. Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v otlozheniyakh terrigennoi formatsii [Conditions of accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in the deposits of the terrigenous formation], *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Otdel geologicheskii* [Bulletin of the Moscow Society of Nature Testers. Geological Department], 2001, V. 76, No 1, pp. 45–53. (In Russ.).
22. Matsyuk S. S., Zinchuk N. N. Opticheskaya spektroskopiya mineralov verkhnei mantii [Optical spectroscopy of upper mantle minerals], Moscow, Nedra Publ., 2001, 428 p.
23. Orlov Yu. L. Mineralogiya almaza [Mineralogy of diamond], Moscow, Nauka Publ., 1984, 264 p.
24. Khar'kiv A. D., Zuenko V. V., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I., Ukhanov A. V., Bogatykh M. M. Petrokhimiya kimberlitov [Petrochemistry of kimberlites], Moscow, Nedra Publ., 1991, 304 p.
25. Khitrov V. G., Zinchuk N. N., Kotel'nikov D. D. Primenenie klaster-analiza dlya vyyasneniya zakonomernostei vyvetrivaniya porod razlichnogo sostava [Application of cluster analysis to clarify the patterns of weathering of rocks of different composition], *Doklady Akademii nauk SSSR* [Reports of the USSR Academy of Sciences], 1987, V. 296, No 5, pp. 1228–1233. (In Russ.).
26. Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry, *Journal of Geochemical Exploration*, 2002, V. 76, No 2, pp. 93–112.
27. Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform, *Doklady Earth Sciences*, 2015, V. 465, No 2, pp. 1297–1301.
28. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform, *Petrology*, 2001, V. 9, No 6, pp. 576–588.

Авторы

Зинчук Николай Николаевич

доктор геолого-минералогических наук
профессор, академик АН РС (Я)
председатель ЗЯНЦ АН РС (Я)
nnzinchuk@rambler.ru

Бардухинов Леонид Данилович

кандидат геолого-минералогических наук
заведующий лабораторией НИГП ЗЯНЦ АН РС (Я)
BarduchinovLD@alrosa.ru

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

Authors

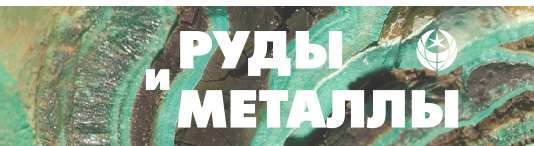
Nikolay N. Zinchuk

DrSc
Professor, Academician
Chairman
nnzinchuk@rambler.ru

Leonid D. Barduchinov

PhD
Head of the Laboratory
BarduchinovLD@alrosa.ru

West-Yakutia Scientific Centre (Yakutia),
Russian Academy of Sciences,
Mirny, Russian



Морфоструктурные особенности гранатов прибрежно-морских россыпей, определяющие технологию их переработки

Morphostructure of garnets from coastal-marine placers as a key feature for determining their processing technology

Левченко Е. Н., Соленикова Е. О.

Levchenko E. N., Solenikova E. O.

Один из самых востребованных абразивных материалов на настоящее время – природный гранатовый песок. Интерес к нему существенно усилился после распада СССР, так как многие промышленно значимые геологические объекты остались в бывших союзных республиках. В России разведано много коренных месторождений технического гранатового сырья, однако практически все эти объекты не представляют промышленного интереса по экономическим причинам. В настоящее время береговая зона Белого моря считается перспективной на обнаружение промышленно значимых россыпей и россыпе-проявлений гранатовых песков. Область применения гранатового песка весьма широка – это гидроабразивная резка, очистка различных поверхностей и удаление коррозионных дефектов, свободная шлифовка стекла и фарфора и производство шлифпорошков. За 2021 г. объём государственных закупок гранатового песка в натуральном выражении вырос на 16,3 %, а объём коммерческих – на 64,2 % по сравнению с аналогичным периодом предыдущего года. Для изучения состава минеральной группы граната использован комплекс методов исследования, в том числе прецизионных (рентгеноспектральный и электронная микроскопия), определяющих технологию получения промышленных концентратов.

Освоение новых проявлений прибрежных гранатосодержащих песков в Архангельской области может обеспечить страну высоколиквидным, стратегическим сырьём.

Ключевые слова: гранатовый песок, минеральный состав, морфоструктурные особенности, технологические свойства, абразивные материалы.

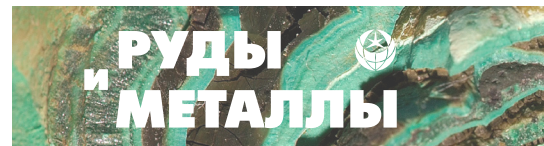
One of the most popular abrasive materials at the moment is natural garnet sand. Interest in it increased significantly after the collapse of the USSR, as many industrially significant geological objects were preserved within the borders of the former Soviet republics. Many primary deposits of raw garnet materials have been explored in Russia, but almost all of them are not of industrial interest for economic reasons. Currently, the coastal zone of the White Sea is considered prospective for the discovery of industrially significant placers and placer occurrences of garnet sand. The range of application of garnet sand is very wide – it is waterjet cutting, cleaning of various surfaces and removal of corrosion defects, free grinding of glass and porcelain and the production of grinding powders. In 2021, the volume of government purchases of garnet sand in physical terms increased by 16.3 %, and the volume of commercial purchases increased by 64.2 % compared to the same period of the previous year. Based on the study of the composition of the garnet mineral group, we used a set of research methods, including precision (X-ray spectral and electron microscopy) in order to determine the technology of obtaining industrial concentrates.

The development of new occurrences of coastal garnet-containing sand in the Arkhangelsk region can provide the country with highly liquid, strategic raw materials.

Keywords: garnet sand, mineral composition, morphostructure, technological properties, abrasive materials.

Для цитирования: Левченко Е. Н., Соленикова Е. О. Морфоструктурные особенности гранатов прибрежно-морских россыпей, определяющие технологию их переработки. Руды и металлы. 2022. № 1. С. 94–105. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10005.

For citation: Levchenko E. N., Solenikova E. O. Morphostructure of garnets from coastal-marine placers as a key feature for determining their processing technology. Ores and metals, 2022, № 1, pp. 94–105. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10005.



Введение. Промышленный интерес к абразивным материалам, особенно к гранатовым пескам, обозначился практически сразу после распада СССР, когда основные сырьевые источники оказались за пределами России.

Береговая зона Белого моря считается перспективной для обнаружения россыпных месторождений абразивных гранатовых песков. Сведения о присутствии естественных гранатовых концентратов (ЕГК) в современных отложениях на этой территории приводятся в различных отчётах, составленных по результатам геологических исследований как на шельфе, так и на прилегающей суше. Все геологические образования береговой зоны (за исключением морены, представленной глинами и суглинками), которые могут рассматриваться в качестве перспективных, выходят на дневную поверхность.

Государственным балансом учтены и помещены в распределённый фонд запасы граната в «беломорских» пляжевых песках на участках Солзенский, Никольский, Товский, Инецкий Приморской площади (Архангельская область).

Гранат широко используется как абразивный материал. В настоящее время добывается более 1,5 млн т этого минерала, прежде всего из россыпных месторождений прибрежно-морского генезиса. Гранатовый абразив используется во многих отраслях. Основные области применения – очистка поверхностей оборудования, сооружений и материалов струйными агрегатами; очистка сточных и питьевых вод, вина, масел, нефтепродуктов от механических примесей; гидроабразивная резка различных материалов под большим давлением (4000 атм) с помощью воды и гранатового абразивного песка без нагрева и с минимальной толщиной распила до 1 мм при толщине материала до 120 мм. Среди прочих областей применения – традиционные абразивы, щадящие абразивы и пасты для шлифовки и полировки точной оптики, зеркал, кожи, бумаги, ценных пород дерева; инертный наполнитель, композит при работе с керамикой. Весьма перспективна возможность употреблять гранатовый концентрат как про-

пант для повышения нефтеотдачи пластов в нефтедобывающей промышленности. Россия – важный потребитель гранатового абразива, в стране работает более 1000 установок гидроабразивной резки, однако весь гранат закупается за рубежом (Австралия, Индия, ЮАР, Китай).

Объект исследования. Изучались пробы из гранатовых россыпей, расположенных на участке побережья недалеко от Архангельска (участки Мегра, Северная Майда, Южная Майда и Кедовский Вороновской площади). По результатам исследований определён минеральный состав россыпей, минеральный состав гранатов, а также состав некоторых включений в гранатах.

Методы и методики. В ходе работ был проведён ситовой, гравитационно-магнитный, химический (атомно-эмиссионный с индуктивно-связанной плазмой), оптико-минералогический, микрорентгеноспектральный анализы и анализ методом электронной микроскопии. Ситовый анализ проб, отобранных в Архангельской области, проводился на анализаторе Retsch AS 200. Оптико-минералогический анализ – на стереоскопическом микроскопе МБС-10 и поляризационном микроскопе Leitz Laborlux 12 Pol в минералогической лаборатории Аналитического центра ИМГРЭ по утверждённым методикам НСОММИ [4, 8]. Микрорентгеноспектральный анализ проводился на микроанализаторе Jeol JXA-8100, оснащённом тремя кристалл-дифракционными и энергодисперсионными спектрометрами (аналитик И. М. Куликова). Анализы методом электронной микроскопии выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610 производства Jeol.

Результаты исследования и их обсуждение. По генезису и условиям формирования россыпи абразивного граната с попутной титановой (ильменитовой) минерализацией береговой зоны Белого моря относятся к современному прибрежно-морскому типу.

Пески полезной толщи связаны с морскими пляжевыми отложениями (m^2H^{2-3}). Россыпепроявления гранатовых песков представлены линзовидными пластообразными тела-

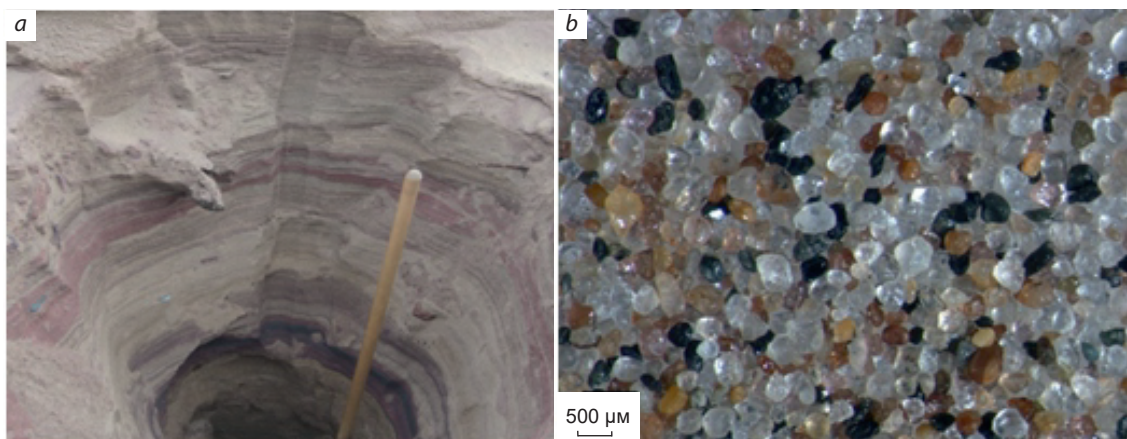


Рис. 1. «Беломорские» пляжевые пески, Архангельская область:

a – типовой разрез полезной толщи в шурфе; *b* – гранатовый песок, исходная проба

Fig. 1. White Sea beach sand, Arkhangelsk Region:

a – a typical cross-section of the useful stratum in the pit; *b* – garnet sand, the original sample

ми. Полезная толща в разрезе представляет собой слой, в котором чередуются прослои, обогащённые гранатом (ЕГК) со слабообогащёнными и «пустыми» прослоями, сложенными в основном кварцевыми песками. Мощность и число как обогащённых, так и пустых прослоев сильно варьируется. Мощность ЕГК колеблется от первых миллиметров до 20–30 см (рис. 1, *a*). Такой характер строения не позволяет производить селективную отработку гранатовых прослоев. В обогащённых гранатом прослоях отмечаются повышенные концентрации минералов тяжёлой фракции, которые часто образуют прослойки чёрного цвета мощностью до 1–2 см.

По гранулометрическому составу пески полезной толщи преимущественно мелкозернистые хорошо сортированные, реже – среднезернистые, иногда содержат прослои разнозернистых песков с гравием (до 10 %).

По минеральному составу гранатосодержащие пески полимиктовые, существенно кварцевые (рис. 1, *b*). Преобладают кварц, пироксены, гранаты, амфиболы, в меньшем количестве присутствуют ильменит, полевые шпаты, магнетит (титаномагнетит), обломки горных пород и др.

Гранатовые пески, отобранные в Архангельской области, имеют средний минеральный состав: кварц – 58,9 % (в том числе 9,25 % – ожелезнённый), гранат – 10,8 %, амфибол – 2,63 %, пироксен – 0,46 %, ильменит – 0,96 %, полевой шпат – 6,5 %, магнетит (титаномагнетит) – 1,94 %, обломки горных пород – 2,7 %. Высокие содержания граната характерны для участков природного обогащения и формирования ЕГК. Как правило, это ограниченные мысами песчаные бухты, в которых созданы все условия для аккумуляции материала.

В ходе проведения оптико-минералогического анализа были изучены морфоструктурные особенности зёрен гранатов.

Гранат представлен во всех пробах минеральными разновидностями – минералами промежуточного состава с общей формулой $(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Mn})_3(\text{Al,Cr,Fe}^{3+})_2[\text{SiO}_4]_3$.

Изученные гранаты различной окраски – от розовато-красной, оранжево-красной до насыщенной красно-сиреневой. Большая часть изученных гранатов представляет собой угловатые обломки с острыми сколами. В пробах были встречены и хорошо окатанные зёрна.

Для определения минерального состава гранатов был выполнен рентгеноспектральный

Табл. 1. Химический состав изученных гранатов, мас. %

Table 1. Chemical composition of the studied garnets, wt. %

	Содержание элементов в пересчёте на оксиды					
	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	FeO
min	0,89	15,59	0,60	0,00	0,08	11,65
max	20,92	25,91	21,11	0,06	16,66	35,37
среднее	10,93	22,58	10,86	0,03	0,75	23,51

микроанализ, а также анализ методом спектральной электронной микроскопии (СЭМ) (табл. 1).

Принято считать, что цвет граната напрямую зависит от его химического и, как результат, минального состава. Чтобы решить вопрос, возможна ли предварительная дифференциация разновидности минерала в пределах группы по внешним параметрам, были изучены гранаты разного цвета, выделены и исследованы пять монофракций. В составе каждой монофракции зёрна граната были близки по цвету и его насыщенности, а также морфоструктурным особенностям. Цвет и форма изучались оптико-минералогическим методом, химический состав – методом СЭМ (рис. 2). Все результаты СЭМ пересчитывались на четыре минала и сравнивались (табл. 2).

Гранат *монофракции 1* отличается насыщенной густой окраской ярко-малинового цвета. Практически не наблюдается кайм перекристаллизации и замещения. По результатам СЭМ, во всех зёрнах преобладает альмандиновый состав (см. табл. 2, точки 3, 4, 9, 10). Содержание альмандинового минала в зёрнах граната 60,49–78,12 мол. % за исключением анализа в точке 6, где содержание альмандина составляет 48,7 мол. %, спессартина – 41,92 мол. %. Такое высокое содержание марганца, безусловно, требует более детального исследования и может указывать на иные условия кристаллизации и ещё один источник сноса в россыпи. При этом внешние параметры граната – цвет, форма, степень ока-

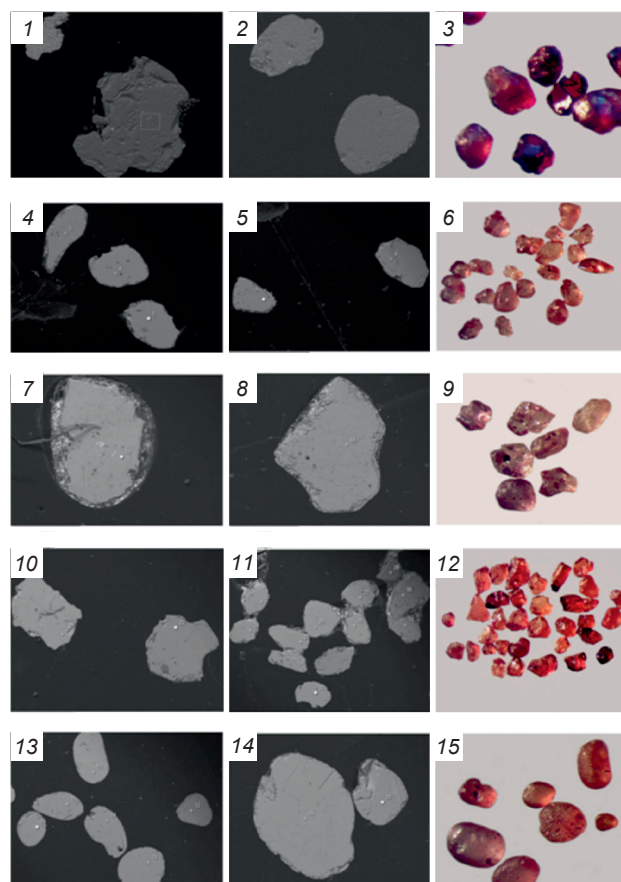


Рис. 2. Монофракции граната:

1–3 – монофракция 1 (густо-окрашенный малиновый альмандин); 4–6 – монофракция 2 (полупрозрачный розовато-сиреневатый альмандин); 7–9 – монофракция 3 (полупрозрачный розовато-малиновый альмандин); 10–12 – монофракция 4 (яркий красный и красно-оранжевый альмандин); 13–15 – монофракция 5 (окатанные зёрна альмандина); фото 1, 2, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 14 – СЭМ, 3, 6, 9, 12, 15 – фото со стереомикроскопа МБС-10, камера Levenhuk

Fig. 2. Garnet monofractions:

1–3 – monofraction 1 (deeply colored crimson almandine); 4–6 – monofraction 2 (translucent pinkish-lilac almandine); 7–9 – monofraction 3 (translucent pinkish crimson almandine); 10–12, monofraction 4 (bright red and red-orange almandine); 13–15 – monofraction 5 (rounded almandine grains); photo 1, 2, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 14 – SEM, 3, 6, 9, 12, 15 – photo from MBS-10 stereo microscope, Levenhuk camera

Табл. 2. Химический состав зёрен граната (к рис. 2)

Table 2. Chemical composition of garnet grains (to Fig. 2)

№ рисунок	№ точки	MgO	CaO	FeO	MnO	Преобладающий минерал
2 (1–2)	3	0,89	12,36	28,7	0,98	альмандин
	4	0,92	12,3	28,42	1,11	альмандин
	9	2,75	3,13	31,86	0	альмандин
	10	0,37	9,41	27,48	0,83	альмандин
2 (4–5)	3	9,04	3,51	23,55	0,61	альмандин
	4	6,58	3,41	29,02	0,64	альмандин
	5	6,32	0,99	33,59	0,6	альмандин
	9	3,62	1,01	29,51	0,85	альмандин
	10	7,38	0,7	28,02	0,45	альмандин
2 (7–8)	11	1,77	5,62	21,51	6,59	альмандин
	12	9,81	0,8	17,85	0,34	альмандин-пироп
	13	6,14	4,69	29,97	1,08	альмандин
	14	7,65	2,6	28,5	0,91	альмандин
	15	5,92	3,39	26,26	0,68	альмандин
	16	4,84	5,02	26,03	0,55	альмандин
	19	5,26	3,49	30,51	0,89	альмандин
	20	6,47	7,00	26,24	0,97	альмандин
2 (10–11)	21	2,00	5,26	32,44	1,51	альмандин
	22	10,46	7,00	22,27	0,49	альмандин-пироп-гроссуляр
	23	3,93	8,27	22,34	1,61	альмандин
	24	2,13	10,15	22,34	0,91	альмандин
	25	4,15	3,61	29,37	1,05	альмандин
	26	4,9	0,83	33,05	1,42	альмандин
	27	0,83	8,71	22,57	2,15	альмандин
	28	1,23	11,73	27,21	1,49	альмандин
	31	1,52	7,74	19,77	0,62	альмандин
	32	0	12,53	25,58	1,87	альмандин
2 (13–14)	33	2,95	1,59	32,5	3,89	альмандин
	34	7,97	1,23	29,61	0,47	альмандин

танности, степень кавернозности и прочие – едины для всех зёрен монофракции. Несмотря на разброс содержаний марганца от 0 до 16,66 %, все изученные гранаты можно отнести к альмандину. Содержание оксида

магния невелико и максимально достигает 6,25 мас. %, что соответствует 24,51 мол. % пиропового минерала в данной точке.

В монофракцию 2 были отобраны зёрна граната нежно-розового цвета от тёплого до

холодного оттенка с высокой степенью прозрачности. Степень окатанности зёрен различная, от средней до высокой. По поверхности зёрен наблюдаются каймы, которые могут говорить об изменениях, произошедших в породе ещё до попадания минерала в россыпь. Некоторые зёрна граната содержат минеральные включения, преимущественно кварцевые. По результатам СЭМ, все эти зёрна являются альмандином (табл. 2, точки 3, 4, 5, 9, 10). Стоит отметить, что доля пиропового минала в них выше, чем в ярко-малиновых зёрнах монофракции 1. Содержание пироба здесь (точка 3) максимально достигает 35,99 мол. %, альмандинового минала в зёрнах – 52,56–77,40 мол. %.

Зёрна в монофракции 3 (см. рис. 2) по своим внешним признакам аналогичны зёрнам из монофракции 2. Цвет граната – розовато-малиновый, оттенок холодный. Наблюдаются каймы по краю зерна и мелкие включения в зерне. Поверхность более окатанных зёрен кавернозная, в некоторых кавернах наблюдается чёрный минерал, вероятно, магнетит. По результатам СЭМ, изученные зёрна являются альмандином. Максимальное значение пиропового минала составляет 30,99 мол. %, что также превышает максимальное содержание пироба в густоокрашенных малиновых зёрнах монофракции 1. Содержание альмандинового минала в зёрнах граната данной монофракции составляет 60,05–74,29 мол. %.

В монофракцию 4 выделены зёрна с ярко-красной, красно-оранжевой, оранжево-красноватой окрасками. Они имеют среднюю и невысокую степени окатанности, чаще представляют собой угловатые обломки. У некоторых зёрен просматриваются элементы кристаллографических очертаний, наблюдается небольшое количество минеральных включений. Основным критерий отбора – яркий насыщенный цвет, существенно отличающийся от цвета зёрен предыдущих монофракций. На некоторых зёрнах видны участки развития кайм, но они не покрывают зерно полностью. Также хорошо заметны минеральные включения. По результатам СЭМ, эти зёрна – альмандин с существенной долей гроссуляра (до

Табл. 3. Химический состав микровключений в гранатах, мас. %

Table 3. Chemical composition of microinclusions in garnet, wt. %

№ точки	Метод	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	FeO
2 (рис. 4, e)	СЭМ		99,25			0,76
2 (рис. 4, f)	СЭМ					84,13
11 (рис. 4, d)	РСМА	21,19	57,35	6,61	0,02	0,26

32,76 мол. %). Такой гранат характерен для метаморфических горных пород. Содержание альмандинового минала в гранатах монофракции 4 составляет 53,70–74,61 мол. % за исключением точки 22, где доля альмандина составляет 44,17 мол. %, а доля пиропового минала – 37,02 мол. %, что превышает содержание пироба во всех предыдущих монофракциях. При снижении доли альмандина наблюдается увеличение доли гроссуляра.

В монофракцию 5 попали зёрна разной окраски. Некоторые имели более малиновый оттенок, другие более красный. Основным общим признаком зёрен в данной монофракции – степень окатанности. На снимках СЭМ заметно, что некоторые зёрна имеют элементы кайм. Поверхность зёрен кавернозная, в ямках и кавернах наблюдается чёрный минерал, вероятно, магнетит. По результатам СЭМ, все зёрна в данной монофракции можно отнести к альмандину (табл. 3). Доля альмандина в гранатах монофракции 5 – 54,95–71,2 мол. %. В точке 12 получено заметное содержание пиропового минала (47,66 мол. %), содержание альмандина здесь ниже – 48,61 мол. %.

В результате исследования были изучены гранаты различного цвета, размера и разной степени окатанности. Но все они в большинстве своём отвечали альмандину с тем или иным содержанием прочих миналов (рис. 3). В пробах, отобранных в Архангельской области другими исследователями, были изучены гранаты с высоким содержанием пиропового минала до 72 мол. % [6].

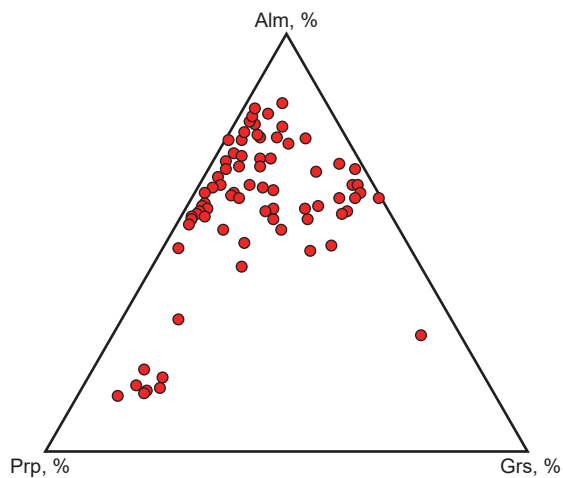


Рис. 3. Диаграмма составов граната в координатах основных минералов альмандин – гроссуляр – пироп (almandin – grossularia – pyrope)

Fig. 3. Diagram of the composition of garnet in the coordinates of the main end members almandine – grossular – pyrope

Таким образом, на примерах показано, что диагностировать разновидность граната в пределах группы по внешним параметрам (цвет, морфоструктурные особенности) без применения точных методов исследования (РСМА или СЭМ) не представляется возможным.

Выявлено, что гранат в россыпях сохраняет свои морфоструктурные особенности, которые были присущи ему в коренных источниках. По форме, составу и объёму включений в гранате можно сделать предположение о том, в каких условиях происходила кристаллизация минерала и в каких породах он мог образоваться.

При оптико-минералогическом [4, 8] изучении зёрен граната из проб, отобранных в Архангельской области, обнаружены мелкие включения прочих минералов (рис. 4). В ходе анализа выявлены включения рутила (см. рис. 4, *a, b*) и циркона (см. рис. 4, *b*). На рис. 4, *c* при увеличении заметны мелкие включения кварца, рутила, газовой-жидкие включения. Данные микрорентгеноспектрального анализа (см. рис. 4, *d*) и анализа методом электрон-

ной микроскопии (см. рис. 4, *d, e*) показывают, что мелкими включениями могут быть кварц, гематит/магнетит, анортит.

Анализ методами рентгеноспектрального микроанализа и электронной микроскопии (см. табл. 3) позволил получить сведения о составе мелких включений в гранате, что не представляется возможным при оптико-минералогическом анализе.

Результат в точке анализа 2 (см. рис. 4, *f*) соответствует кварцу с минимальной примесью железа. Результат в точке 2 (см. рис. 4, *e*) отвечает гематиту или магнетиту, в точке 11 (см. рис. 4, *d*) – расчётной формуле $[\text{Ca}_{0,355}\text{Fe}^{2+}_{0,011}]_{0,4}(\text{Al}_{1,253}\text{Si}_{2,877})_{4,1}\text{O}_8$ (плагноклаз анортит с примесью железа; классическая формула анортита – $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$).

Среди интересных находок, отобранных в россыпях Архангельской области, стоит отметить обломки и зёрна алмазов (рис. 5). Ввиду мелкого размера зёрен (менее 70 мкм) диагностика была затруднена, минерал диагностирован по голубоватой люминесценции в ультрафиолетовом луче (см. рис. 5, *a*).

Для анализа руд, отличающихся полиминеральным составом (наличием граната, пироксена и других минералов нескольких видов), присутствием труднодиагностируемых методами оптической микроскопии минералов, наличием тесно ассоциирующих минеральных фаз и тонкодисперсных агрегатов, а также материала тонких классов крупности, дополнительно использован рентгенографический количественный фазовый анализ, показавший, что минералы группы амфиболов представлены в основном роговой обманкой, а эгирин преобладает в группе пироксенов.

Различия в физических свойствах минералов лежат в основе их разделения в технологических процессах. Поэтому свойства, используемые в технологических процессах, часто объединяют под названием технологические [9]. Основа выбора схемы разделительного процесса – контрастность свойств основных рудных, сопутствующих и породообразующих минералов. К числу наиболее важных технологических свойств минералов относятся: гравитационные (плотность), маг-

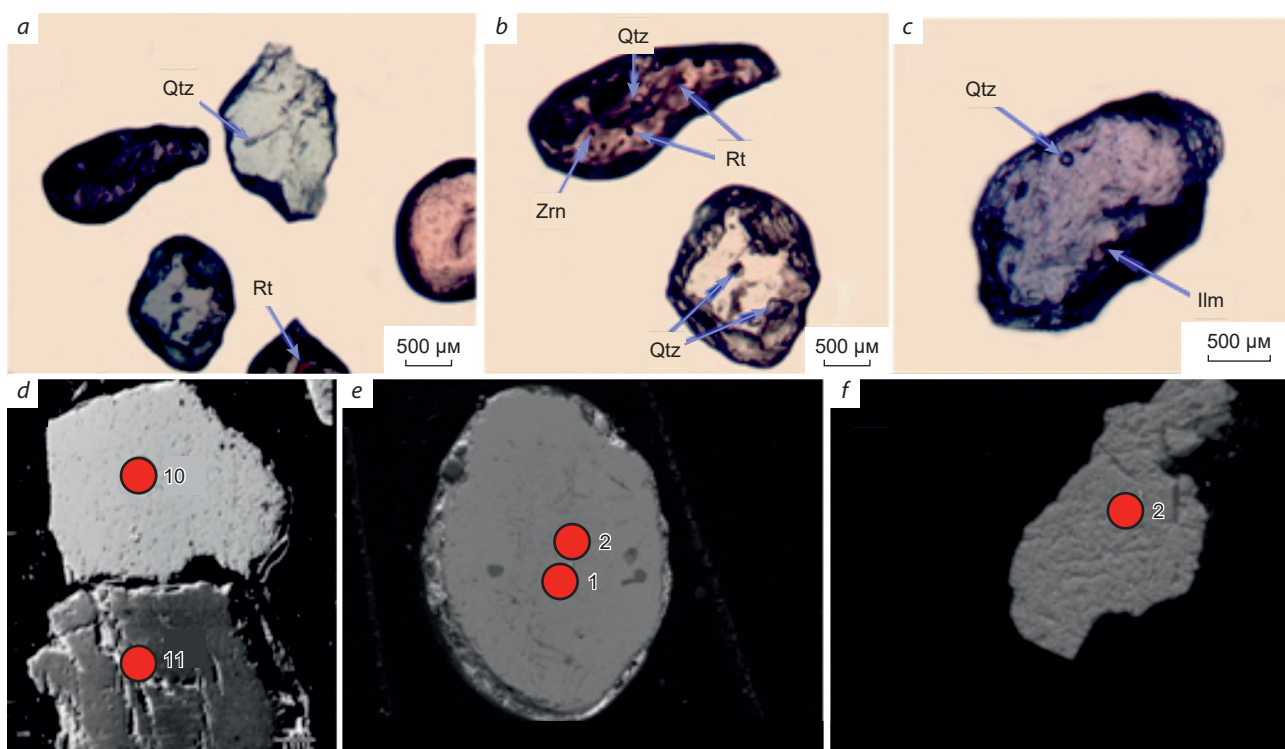


Рис. 4. Включения в минеральных зёрнах граната. Фото *a–c* с поляризационного микроскопа Leitz Laborlux 12 Pol, камера Levenhuk, *d–f* – BSE зёрен граната:

Qtz – кварц; Rt – рутил; Zrn – циркон; Ilm – ильменит; приведены в соответствии с [14]; *d* – включение анортита; *e* – включение кварца, *f* – включение гематита или магнетита

Fig. 4. Mineral inclusions in garnet. Photos *a–c* from a Leitz Laborlux 12 Pol polarizing microscope, Levenhuk camera, *d–f* – BSE garnet grains:

Qtz – quartz; Rt – rutile; Zrn – zircon; Ilm – ilmenite; given in accordance with [14]; *d* – inclusion of anorthite; *e* – inclusion of quartz, *f* – inclusion of hematite or magnetite

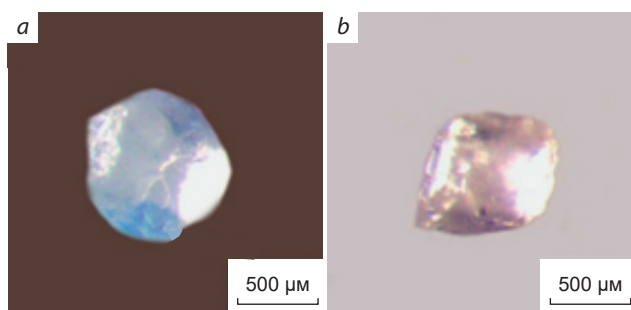


Рис. 5. Люминесценция (*a*) алмаза в ультрафиолетовом луче; *b* – алмаз

Fig. 5. Luminescence (*a*) of diamond in ultraviolet; *b* – diamond

нитные (магнитная восприимчивость), электрические (электропроводность, диэлектрическая проницаемость), механические (твёрдость, хрупкость, пластичность). Контрастность физических свойств рудных и нерудных минералов может быть осложнена присутствием различных типов рудных сростков с близкими свойствами, в то время как различные рудные минералы одного и того же полезного компонента могут иметь различные свойства (табл. 4).

На основании данных оптико-минералогического анализа тяжёлой фракции, полученной в результате гравитационно-магнит-

Табл. 4. Основные физические свойства минералов, слагающих гранатосодержащие руды

Table 4. Main physical properties of minerals comprising garnet-bearing ores

Минерал	Плотность, кг/м ³	Твёрдость по шкале Мооса	Удельная магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁶ м ³ /кг	Диэлектрическая проницаемость
Гранат пироп-альмандинового ряда	3,5–4,3	7,0–7,5	80–150	10,5–12,3
Кианит	3,56–3,67	4,5–7	0,06–0,9	5,7–8,8
Кварц	2,5–2,8	7,0	-0,46	4,4–6
Плагиоклаз	2,54–2,6	6–6,5		5,3–7,4
Магнетит	4,8–5,2	5,5–6,0	1,5–1,02	
Ильменит	4,6–4,8	5,0–6,0	15–900	33,7–81
Рутил	4,2–4,4	6,0–6,5	0,1–4,8	30–170
Роговая обманка	2,9–3,5	5,5–6,0	10–127	4,9–11,2
Эгирин	3,0–3,6	5,0–7,0	48,0–54,0	9,3–10,0

ного анализа, в сильномагнитную фракцию (Mgt) выделяется магнетит, титаномагнетит и частично ильменит; в среднемагнитную фракцию I – основная часть ильменита и оставшийся магнетит. В доминирующей для проб слабомагнитной фракции II концентрируются гранат и основная часть минералов группы амфиболов и пироксенов; в немагнитной фракции III, составляющей незначительную долю от фракции тяжёлых минералов, сконцентрированы остатки минералов группы амфиболов и пироксенов, рутил, циркон, кианит. В лёгкой фракции гравитационного анализа концентрируются кварц, полевые шпаты, гидроксиды железа, минералы группы слюд.

При проведении анализа, распределяющего рудные минералы по классам крупности, были учтены все основные минералы, влияющие на обогащение гранатовых песков. Полученные данные показывают, что распределение рудных минералов по классам крупности проб значительно отличается. Общей тенденцией является концентрация как граната, так и минералов группы амфиболов и пироксенов

в одних классах крупности. Основная часть их сосредоточена в двух классах крупности – -0,5+0,25 мм и -0,25+0,14 мм. Определение валового содержания основного компонента в характерных (по данным минералогического анализа) фракциях и количественный анализ фракций позволяют с достаточной объективностью прогнозировать технологические схемы и ожидаемые показатели основного и доводочного циклов обогащения, ожидаемое качество получаемых конечных продуктов.

С учётом распределения содержаний наиболее распространённых минералов по продуктам гравитационно-магнитного фракционирования песков [7] выполнен расчёт прогнозных технологических показателей переработки исходных руд (табл. 5).

Учитывая полученные результаты, а также данные, приведённые в публикациях по аналогичному минеральному сырью [1–3, 5, 10–13], оценка обогатимости гранатовых песков на исследуемом материале позволяет однозначно рекомендовать магнитно-электрическую схему их переработки.

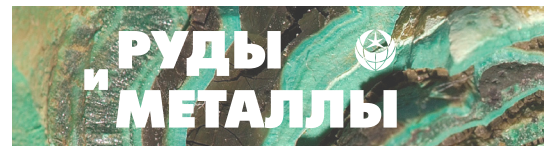


Табл. 5. Результаты прогнозной оценки обогатимости гранатосодержащих песков

Table 5. Results of the predictive modelling of the garnet-containing sand enrichment

Наименование продуктов	Выход от исходных песков, %	Содержание, %			Извлечение, %		
		Grт	Hbl + Px	Qtz +Kfs	Grт	Hbl + Px	Qtz + Kfs
Концентрат 1 (80 Mesh)	3,95	95,9	3,0	1,12	35,06	3,83	0,05
Концентрат 2 (20–40 Mesh)	5,21	95,0	4,0	1,0	45,81	6,73	0,06
Песок на отсыпку (хвосты)	90,84	2,28	3,05	94,68	19,13	89,45	99,89
Исходные пески	100,00	10,80	3,09	86,11	100,00	100,00	100,00

Примечание. Grт – гранат; Hbl – роговая обманка; Px – пироксен; Qtz – кварц; Kfs – КПШ

Заключение. Таким образом, установлено:

- основная масса проб представлена обломками пород, кварцем и полевыми шпатами. Типичные минералы тяжёлой фракции проб – ильменит, магнетит, гранаты, а также амфиболы и пироксены, остальные встречаются эпизодически;
- гранат представлен во всех пробах минеральными разновидностями – минералами промежуточного состава с общей формулой $(Mg, Fe^{2+}, Mn)_3(Al, Cr, Fe^{3+})_2[SiO_4]_3$;
- в зёрнах граната выявлены включения прочих минералов – гематита или магнетита, кварца, плагиоклаза, ильменита, рутила, циркона;
- состав, форма, объём включений могут говорить об условиях кристаллизации минерала в породе и, возможно, могут оказывать влияние на технологические свойства граната;
- по цвету и морфоструктурным особенностям граната нельзя делать выводы о его

разновидности в пределах группы, необходимо применять точные методы исследования – РСМА, СЭМ;

- по предварительному прогнозу, из гранатовых песков с содержанием граната в исходном 10 % можно получить гранатовые концентраты в соответствии с ТУ 3988-002-76245879-2011 с получением марок 50 и 80 Mesh.

Осложняющие факторы – большое количество ожелезнённого кварца (до 13,86 %), существенные содержания амфиболов и пироксенов, что важно, близких по отношению к гранатам физических свойств.

Анализ полученных данных о россыпепроявлениях технического граната позволяет предполагать наличие в Архангельской области новых месторождений. Данные объекты могут полностью обеспечить ценным стратегическим сырьём предприятия Российской Федерации и быть конкурентными на международном рынке.

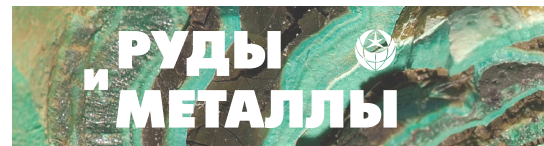
Список литературы

1. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск : СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 276 с.
2. Бельшиев А. К., Мясникова Н. Ф., Ковердяев О. Н., Тарасов А. Н. Разработка технологии обогащения гранатосодержащего сырья // Обогащение полезных ископаемых. – 2002. – № 4. – С. 150–156.

3. Власова Э. А., Хмельков А. М. Морфогенетические особенности гранатов из россыпи Дьюкунах, Якутская алмазоносная провинция // Руды и металлы. – 2021. – № 1. – С. 106–112.
4. Голиусова И. В. Оптико-минералогический анализ шлиховых и дробленых проб // Методические рекомендации НСОММИ № 162. – М. : ВИМС, 2014.
5. Думов А. В. Обогащение гранатовых россыпей Белого моря // Обогащение руд. – 2018. – № 3. – С. 21–25.
6. Еременко Д. В., Еременко А. В., Бондаренко С. В. Использование пиропов для оценки перспектив алмазоносности трубки 746-Б Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2015. – № 3. – С. 59–64.
7. Левченко Е. Н. Прогнозирование технологических свойств титан-циркониевых россыпей России. – М. : ИМГРЭ, 2007. – 199 с.
8. Левченко Е. Н., Ожогина Е. Г. Оптико-минералогический анализ гранатсодержащего сырья // Методические рекомендации НСОММИ № 201. – М. : ВИМС, 2020. – 24 с.
9. Левченко Е. Н., Соленикова Е. О. Особенности минерального состава гранатсодержащих россыпей побережья Белого моря, определяющие технологию их переработки // Разведка и охрана недр. – 2021. – № 10. – С. 69–75.
10. Мельникова В. А. Особенности технологической оценки гранатового сырья : магистерская диссертация. – СПб. : Институт наук о Земле, 2016. – 77 с.
11. Петров С. В., Казанов О. В., Гончаров С. В., Бакаев Г. Ф., Бороздин А. П., Пославский С. В., Пестриков А. А., Кондратюк В. А., Шелухина Ю. С. Россыпной технический гранат – новый вид минерального сырья Мурманской области // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – С. 466–472.
12. Скорынин И. А., Яковлева О. С., Ханин Д. А., Анискин Л. П. Новые данные о гранатах из россыпей близ горы Солдатка, Усть-Камчатского района (Камчатский край) // Уральская минералогическая школа – 2019. Материалы Всероссийской научной конференции. – № 25. – С. 158–159.
13. Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С., Гаранжа А. В., Ручьёв А. М. Гранатовые руды Карелии. – Петрозаводск : КНЦ РАН, 2009. – 208 с.
14. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American Mineralogist. – 1983. – Vol. 68. – P. 277–279.

References

1. Afanas'ev V. P., Zinchuk N. N., Pokhilenko N. P. Morfologiya i morfogenez indikatornykh mineralov kimberlitov [Morphology and morphogenesis of kimberlite indicator minerals], Novosibirsk, SO RAN, Geo Publ., 2001, 276 p.
2. Belyshev A. K., Myasnikova N. F., Koverdyaev O. N., Tarasov A. N. Razrabotka tekhnologii obogashcheniya granatsoderzhashchego syr'ya [Development of technology for enrichment of garnet-containing raw materials], *Obogashchenie poleznykh iskopayemykh [Enrichment of minerals]*, 2002, No 4, pp. 150–156. (In Russ.).
3. Vlasova E. A., Khmel'kov A. M. Morfogeneticheskie osobennosti granatov iz rossypi D'yukunakh, Yakutskaya almazonosnaya provintsia [Morphogenetic Features of Garnets from the Dyukunakh Placer, Yakutsk Diamond Province], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2021, No 1, pp. 106–112. (In Russ.).
4. Goliusova I. V. Optiko-mineralogicheskii analiz shlikhovykh i droblenykh prob [Optical-mineralogical analysis of concentrate and crushed samples], *Metodicheskie rekomendatsii NSOMMI No 162 [Methodological recommendations of NCSMOM No 162]*, Moscow, VIMS Publ., 2014.
5. Dumov A. V. Obogashchenie granatovykh rossypei Belogo morya [Enrichment of garnet places of the White Sea], *Obogashchenie rud [Enrichment of Ores]*, 2018, No 3, pp. 21–25. (In Russ.).
6. Eremenko D. V., Eremenko A. V., Bondarenko S. V. Ispol'zovanie piropov dlya otsenki perspektiv almazonosnosti trubki 746-B Arkhangel'skoi almazonosnoi provintsii [Use of pyrope to determine the prospects of diatrema 746-B of Arkhangelsk diamond-bearing province], *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya [Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology]*, 2015, No 3, pp. 59–64. (In Russ.).



7. Levchenko E. N. Prognozirovaniye tekhnologicheskikh svoystv titan-tsirkonievyykh rossypei Rossii [Forecasting technological properties of titanium-zirconium placers of Russia], Moscow, IMGRE Publ., 2007, 199 p.
8. Levchenko E. N., Ozhogina E. G. Optiko-mineralogicheskii analiz granatsoderzhashchego syr'ya [Optical-mineralogical analysis of garnet-containing raw materials], *Metodicheskie rekomendatsii NSOMMI No 201* [Methodical recommendations NCSMOM No 201], Moscow, VIMS Publ., 2020, 24 p.
9. Levchenko E. N., Solenikova E. O. Osobennosti mineral'nogo sostava granatsoderzhashchikh rossypei poberezh'ya Belogo morya, opredelyayushchie tekhnologiyu ikh pererabotki [Features of the mineral composition of garnet-containing placers of the coast of the White Sea, which determine the technology of their processing], *Razvedka i okhrana nedr* [Prospect and protection of mineral resources], 2021, No 10, pp. 69–75. (In Russ.).
10. Mel'nikova V. A. Osobennosti tekhnologicheskoi otsenki granatovogo syr'ya : magisterskaya dissertatsiya [Features of the technological assessment of garnet raw materials: master's dissertation], St. Petersburg, Institut nauk o Zemle Publ., 2016, 77 p.
11. Petrov S. V., Kazanov O. V., Goncharov S. V., Bakayev G. F., Borozdin A. P., Poslavskii S. V., Pestrikov A. A., Kondratyuk V. A., Shelukhina Yu. S. Rossypnoi tekhnicheskii granat – novyi vid mineral'nogo syr'ya Murmanskoi oblasti [Placer technical garnet – a new kind of mineral raw materials of the Murmansk region], *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN* [Proceedings of the Fersman scientific session GI KSC RAS], 2019, pp. 466–472. (In Russ.).
12. Skorynin I. A., Yakovleva O. S., Khanin D. A., Anikin L. P. Novye dannye o granatakh iz rossypei bliz gory Soldatka, Ust'-Kamchatskogo raiona (Kamchatskii krai) [New data on garnets of placers near the mountain Soldatka, Ust-Kamchatka district (Kamchatka Krai)], *Ural'skaya mineralogicheskaya shkola – 2019. Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii* [Ural Mineralogical School – 2019. Materials of the All-Russian Scientific Conference], No 25, pp. 158–159. (In Russ.).
13. Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Skamnitckaya L. S., Garanja A. V., Ruchiev A. M. Granatovye rudy Karelii [Garnet ores of Karelia], Petrozavodsk, KNTs RAN Publ., 2009, 208 p.
14. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 1983, V. 68, pp. 277–279.

Авторы

Левченко Елена Николаевна

доктор геолого-минералогических наук
заместитель генерального директора
lev_imgre@rambler.ru

Соленикова Елена Олеговна

заведующая лабораторией
минералогических исследований
minlab.imgre@yandex.ru

ФГБУ «Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов»,
г. Москва, Россия

Authors

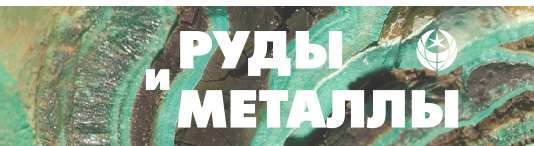
Elena N. Levchenko

DrSc
Deputy General Director
lev_imgre@rambler.ru

Elena O. Solenikova

Head of the Laboratory
of Mineralogical Research
minlab.imgre@yandex.ru

Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry
of Rare Elements (FSBI «IMGRE»),
Moscow, Russia



Керченские осадочные железные руды – нетрадиционный источник Nd и MREE: особенности и перспективы

Kerch ironstones as unconventional Nd and MREE resources: features and prospects

Некипелова А. В., Сокол Э. В.,
Кох С. Н., Филиппова К. А.

Nekipelova A. V., Sokol E. V.,
Kokh S. N., Filippova K. A.

На основе минералогических и геохимических характеристик валовых проб и размерных фракций руд Камыш-Бурунской мульды установлен вклад различных фаз-носителей редкоземельных элементов (REE) и Y в их общий REE бюджет. Структура накопления керченскими рудами REE+Y в целом типична для морских осадочных железорудных месторождений. Их индивидуальными особенностями являются: высокие содержания Σ REE, достигающие ~3000 ppm; обогащение Nd, La, MREE относительно Ce; резкое обеднение Th и U. Лёгкие REE образуют самостоятельную минерализацию аутигенных фосфатов (соединения рабдофанового типа, $LREE(PO_4) \cdot nH_2O$), обогащённые La, Pr, Nd, Ca. Средние REE главным образом присутствуют в сорбированных формах, связанных с Fe^{3+} -(окси)гидроксидами. Сочетание совместного накопления Nd и MREE при низких содержаниях Th и U позволяет рассматривать керченские руды как коммерчески привлекательный нетрадиционный источник REE.

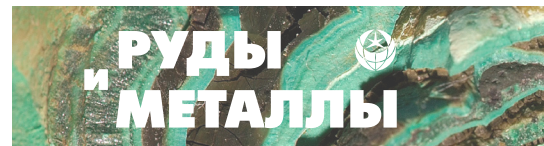
Ключевые слова: керченские железные руды, редкие земли (REE), аутигенные фосфаты LREE, Nd, MREE, нетрадиционное редкоземельное сырьё.

Based on the mineralogy and major and trace element composition (including REE+Y) of bulk samples and in separate size fractions of the ore, the contribution of different REE+Y species to the total REE budget of ironstones from the Kamysh-Burun trough was estimated. Kerch ores have the structure of REE+Y accumulation typical for marine sedimentary iron ore deposits. Light REEs form independent mineralization of authigenic phosphates (rhabdophane-type $LREE(PO_4) \cdot nH_2O$ phases) enriched in La, Pr, Nd, and Ca. Medium REEs are mainly adsorbed on Fe^{3+} -(oxy)hydroxides forms. The coexisting Nd and MREE enrichment combined with Th and U depletion allow considering the Kerch ironstones as commercially attractive unconventional resources of rare-earth elements.

Keywords: Kerch ooidal ironstones, rare earth elements (REE), authigenic LREE phosphates, Nd, MREE, unconventional REE resources.

Для цитирования: Некипелова А. В., Сокол Э. В., Кох С. Н., Филиппова К. А. Керченские осадочные железные руды – нетрадиционный источник Nd и MREE: особенности и перспективы. Руды и металлы. 2022. № 1. С. 106–120. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10006

For citation: Nekipelova A. V., Sokol E. V., Kokh S. N., Filippova K. A. Kerch ironstones as unconventional Nd and MREE resources: features and prospects. Ores and metals, 2022, № 1, pp. 106–120. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10006.



Введение. Уникальные свойства редкоземельных элементов (REE) и образуемых ими соединений определяют их широкое использование в современных технологиях. Увеличение спроса на этот вид сырья обусловлено развитием энергосберегающих технологий, альтернативной энергетики, транспортных систем и пр. В настоящее время в большинстве отраслей промышленности наиболее востребованы лёгкие редкоземельные элементы (LREE – La, Ce, Pr, Nd) и Y. В быстрорастущих отраслях, таких как зелёная энергетика, прежде всего востребованы Nd, Pr, средние и тяжёлые REE – Gd, Eu, Er, Dy, Tb [10, 26, 42].

В настоящее время глобальным производителем-монополистом REE является Китай, контролирующий не менее 65 % от общего объёма мирового рынка этого вида сырья. Агрессивная экспортная политика КНР в период 2005–2014 гг. вынудила страны-потребители REE искать собственные источники редкоземельного сырья [23, 45].

Традиционные REE руды магматического генезиса резко обогащены Ce, La, Th и U. В связи с «проблемой баланса» и обеспечением радиационной безопасности современная стратегия добычи REE ориентирована на разработку руд с максимальными содержаниями наиболее востребованных индустрией (или «критических») элементов, это Nd, Pr, а также средние (MREE) и тяжёлые (HREE) редкоземельные элементы. В настоящее время в качестве альтернативы рудам магматической природы рассматривается несколько типов осадочных и гипергенных пород [17, 24, 27]. Осадочные железные руды также привлекают внимание с позиций оценки их REE потенциала [37, 40]. Данная работа посвящена характеристике REE потенциала керченских железных руд как нетрадиционного источника Nd и MREE.

Материалы и методы. Исследования керченских осадочных железных руд выполнены на материале коллекций пород Камыш-Бурунской мульды Керченского полуострова (около 90 образцов). В ходе полевых работ 2017 и 2020 гг. были послойно опробованы представительные разрезы Камыш-Бурунской муль-

ды, вскрытые в северном борту карьера «Е» (разрез «Камыш-Бурун») и в береговом обрыве Керченского пролива (разрез «Аршинцево») (рис. 1). Аналитические работы преимущественно были выполнены в лабораториях ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Петрографические наблюдения произведены с использованием микроскопов OLYMPUS BX 51 и ZEISS AXIO A1. Диагностика минералов, характеристика морфологии и определение их химического состава были осуществлены с применением растрового сканирующего электронного микроскопа MIRA3-LMU (Tescan Orsay Holding) с энергодисперсионной системой химического микроанализа AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Определение макрокомпонентного состава руд выполнено рентгенофлуоресцентным методом с использованием установки CPM-25. Микроэлементный состав руд, включая REE и Y, был определён методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на спектрометре Agilent Technologies 7700x (США) в ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). Детали всех методик изложены в работе [40].

Использованный термин «оолиты» характеризует минеральные агрегаты овальной или эллипсоидной формы, обладающие концентрической зональностью/слоистостью и сопоставимой мощностью отдельных ритмов (концентров). Псевдооолиты монолитны, лишены зональности, имеют как угловатую, так и окатанную форму и представляют собой фрагменты перемытых и переотложенных руд. Детали их типизации применительно к рудам Камыш-Бурунской мульды изложены в работе [4].

Краткая характеристика керченских осадочных железных руд. Промышленные месторождения Азово-Черноморской железорудной провинции сосредоточены в мульдах Керченского полуострова: Камыш-Бурунской, Эльтиген-Ортельской и др. (см. рис. 1). Палеогеографическая обстановка и полуаридный субтропический климат в среднем киммерии (N₂¹) благоприятствовали аккумуляции железа в прибрежной акватории сегодняшнего север-



Рис. 1. Схема локализации железорудных мульд Керченского полуострова, по [13]

Fig. 1. Location map of ironstone deposits in trough basins of the Kerch Peninsula, after [13]

ного Причерноморья. На фоне понтийской (N_1^3) регрессии на этих территориях существовали обширные болота, мелководные опреснённые лагуны и лиманы. В эти взаимосвязанные системы реками палеобассейнов Дона, Днепра и др. транспортировался материал латеритных кор выветривания, развитых по породам Украинского щита. На геохимическом барьере, возникающем при смешении пресных речных и лиманно-болотных вод с солоноватыми морскими, происходила массовая коагуляция Fe-коллоидов и образование Fe-осадков. Частые колебания уровня киммерийского моря и активная гидродинамика прибрежной зоны ответственны за многочисленные эпизоды окисления руд, перемыва и переотложения рудного материала. Рудные горизонты среднекиммерийского возраста (N_2^1) с незначительным угловым несогласием залегают на органогенных известняках мэотиса и понта (N_1^3) и перекрываются суглинками, глинами, алевритами куяльницкого яруса ($N_2^1-Q_p$) и четвертичными (Q_n) отложениями (рис. 2).

Мощность рудных горизонтов колеблется от 0,5 до 15 м, составляя в среднем 9 м.

По морфологии, химическому и минеральному составу промышленные керченские руды подразделяют на табачные, коричневые и икряные. Карбонатные руды (сидеритовые и родохрозитовые) относятся к категории бедных. Горизонты табачных руд, состоящих главным образом из Fe^{2+} -триоктаэдрического смектита ряда сапонит–ферросапонит, залегают в основании рудных пластов. Они рассматриваются как коллоидные осадки, сформированные в неглубоких застойных лагунах, где отсутствовали придонные течения и вертикальная циркуляция вод. Коричневые руды преобладают в краевых частях мульд и представляют собой продукты окисления табачных руд. При окислении ферросапонита возникал агрегат Fe^{3+} -содержащего диоктаэдрического смектита и Fe^{3+} -(окси)гидроксидов (в значительной мере аморфизованных). Пачки Fe^{3+} -(окси)гидроксидных икряных руд залегают в верхах рудной толщи и всегда располага-

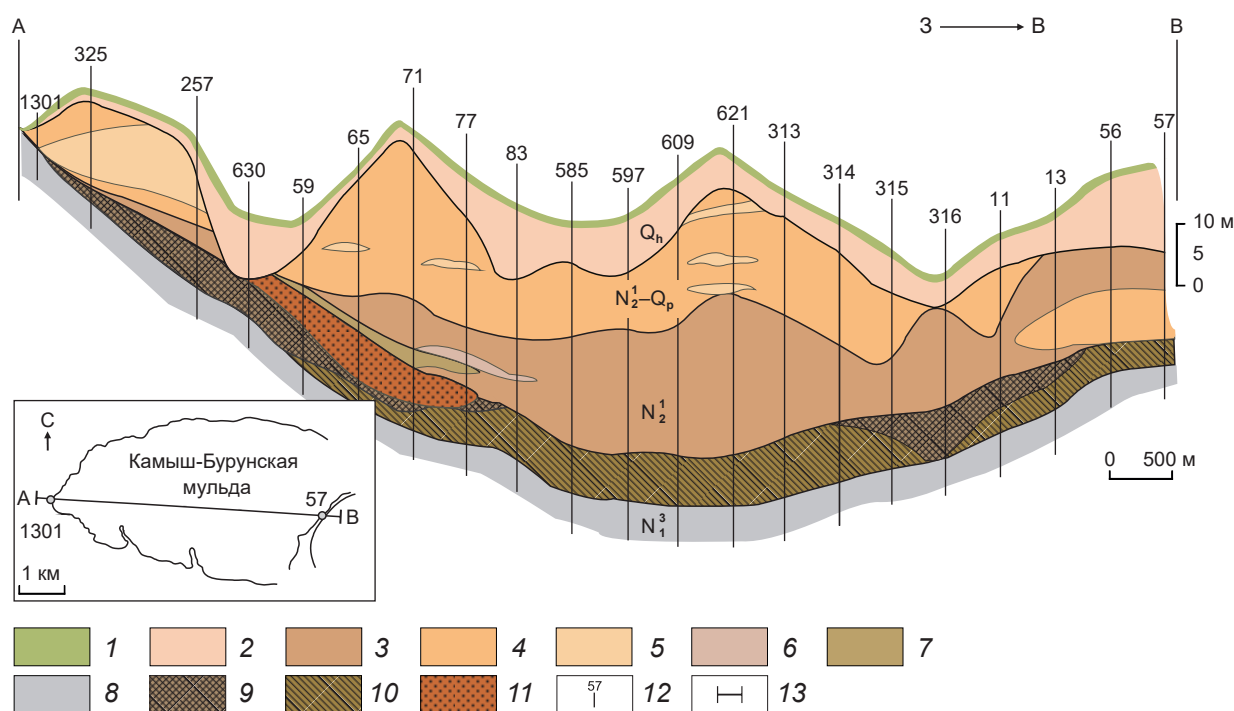


Рис. 2. Геологический разрез по линии А–В Камыш-Бурунской мульды, по [3]:

1 – почвенный горизонт; 2 – суглинок; 3 – алевритовые и песчаные глины; 4 – глина; 5 – глинистый алеврит или песок; 6 – оруденелая глина в зоне коричневых руд; 7 – оруденелая глина в зоне табачных руд; 8 – ракушечник; 9 – коричневая руда; 10 – табачная руда; 11 – икраяная руда; 12 – скважины, их номера; 13 – линия профиля А–В; Q_h – голоцен; $N_2^1-Q_p$ – куяльник (средний плиоцен – плейстоцен); N_2^1 – киммерий (средний плиоцен); N_1^3 – ранний плиоцен (понт)

Fig. 2. Geological cross section along A–B profile of the Kamysh-Burun trough, after [3]:

1 – soil; 2 – loam, 3 – silt and sandy clay; 4 – clay; 5 – silt and sand; 6 – ferruginated clay after brown ores; 7 – ferruginated clay after tobacco ores; 8 – shell limestone; 9 – brown ore; 10 – tobacco ore; 11 – caviar ore; 12 – borehole numbers; 13 – cross section line A–B; Q_h – Holocene; $N_2^1-Q_p$ – Kuyalnik stage in Russian terminology (Late Pliocene – Pleistocene); N_2^1 – Cimmerian stage in Russian terminology (Early Pliocene); N_1^3 – Pontian stage in Russian terminology (Late Miocene)

ются в северо-восточных оконечностях мульд. Икраяные руды рассматриваются как пляжные фации, сформированные на песчаных отмелях или в зоне действия нагонных волн, и интерпретируются как продукты перемыва и переотложения сформированного ранее материала рудных пачек. Информация, полученная за длительный период изучения керченских руд, суммирована в работах [3, 4, 13, 40].

В типичном разрезе керченских рудоносных толщ чередуются горизонты коричневых,

карбонатных и икраяных руд. Карбонатные руды – массивные породы, состоящие из микритового Mn-сидерита и/или родохрозита (80–95 об. %) и Fe^{3+} -(окси)гидроксидных оолитов (5–20 %). В прослоях коричневых руд они образуют отдельные пласты, будины, линзы и конкреции (мощностью порядка 0,1 м). Коричневые руды представляют собой средние и крупнозернистые слабосцементированные породы, сложенные Fe^{3+} -(окси)гидроксидными оолитами, погружёнными в Fe-силикатный

(иллит-сметит, ферросапонит и продукты их изменения) цемент. Икряные руды, как правило, лишены цемента и представляют собой разномерные пески и гравий с характерной тонкой субгоризонтальной ($\sim 2^\circ$) слоистостью. Эти руды на 90–95 об. % сложены псевдооолитами – слабоокатанными обломками плотных коричневых руд. В изученных разрезах преобладают слабосцементированные коричневые и икряные руды.

Химический состав керченских осадочных железных руд. Информация о содержаниях макро- и микроэлементов в осадочных железных рудах Камыш-Бурунской мульды суммирована в таблице. Относительно своих фанерозойских аналогов керченские руды значительно обогащены Fe, P, Mn на фоне низких содержания Si, Al, Ca [40].

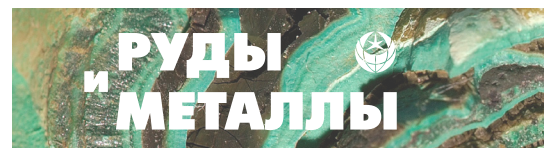
Карбонатные руды характеризуются минимальными содержаниями железа. Концентрации Fe_2O_3 общ. определяются степенью вторичных изменений Mn-Fe карбонатов и количеством Fe^{3+} - (окси)гидроксидных оолитов и/или псевдооолитов. Карбонатные руды наиболее богаты MnO и CaO; по содержанию силикатного материала они занимают промежуточное положение между икряными и коричневыми рудами и при этом бедны V, Zr и Th. Образцы карбонатных руд, где сосредоточены костные останки, обогащены фосфором, барием и Sr, а образцы с многочисленными оолитами и/или псевдооолитами – As (см. таблицу).

Коричневые руды наиболее богаты силикатным материалом, тогда как содержания P_2O_5 в них умеренные, а CaO, MnO, MgO – низкие. Концентрации Fe_2O_3 общ. варьируют и зависят от количества силикатного материала (ферросапонитового цемента) в конкретном образце. Для этих руд характерны повышенные количества Zr, Th, умеренные – V, As и пониженные – Sr (см. таблицу). Составы валовых проб и грубых фракций ($\geq 0,25$ мм) коричневых руд близки. Тонкие фракции ($< 0,25$ мм) наряду с материалом слоистых силикатов концентрируют ультраустойчивые минералы (рутил, циркон, ильменит, монацит), вследствие этого они беднее Fe_2O_3 и P_2O_5 , но богаче SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Zr, Y и Th.

Икряные руды содержат максимальные количества Fe_2O_3 и в целом обеднены силикатным материалом. Концентрации в них Ba, Sr и Mn достигают максимумов в участках развития баритовой и родохрозитовой цементации. Для икряных руд характерны резкие всплески содержания As и V. Содержания Zr и Th в валовых пробах икряных руд изменяются незначительно. Размерные фракции икряных руд по химическому и фазовому составу аналогичны грубым и тонким фракциям коричневых руд (см. таблицу).

Распределение редкоземельных элементов в рудах. Концентрации ΣREE и Y в валовых пробах карбонатных и оолитовых руд и их составляющих приведены в таблице. Во всех валовых пробах керченских руд количество ΣREE превышает таковое в постархейском глинистом сланце (PAAS) [41] в 2–4 раза. Карбонатные руды обладают минимальными содержаниями ΣREE от 147 до 421 ppm; слабо обогащены HREE (типичные величины $(Yb/La)_N = 0,92–1,28$) и вдвое богаче MREE ($(Gd/La)_N = 1,74–1,96$). Коричневые руды и их грубые фракции характеризуются умеренными содержаниями $\Sigma REE = 288–694$ ppm при сопоставимых величинах $(Yb/La)_N = 0,95–1,19$ и $(Gd/La)_N = 1,76–2,27$. Икряные руды наиболее богаты REE: в валовых пробах и грубых фракциях величина ΣREE составляет 411–769 ppm. Величины $(Yb/La)_N$ и $(Gd/La)_N$ в этих рудах варьируют в диапазонах 0,77–1,29 и 1,61–2,06 ppm соответственно. Наибольшие количества ΣREE сосредоточены в тонких фракциях керченских руд: в коричневых рудах значение ΣREE достигает 925–2237, а в икряных – 1391–3026 ppm. Эти концентрации превышают содержания ΣREE в PAAS [41] в 4–16 раз.

Формы нахождения REE в рудах. Тонкие фракции коричневых и икряных руд характеризуются наибольшими концентрациями REE, которые обеспечивают преимущественное накопление LREE и MREE. В этих фракциях была обнаружена самостоятельная аутигенная REE минерализация, представленная субмикронными зёрнами фосфатов LREE (рис. 3). Эти фазы преимущественно локализованы в слепых трещинах, секущих оолиты и



Средний макро- (мас. %) и микрокомпонентный состав (ppm) проб различных типов руд Камыш-Бурунской мульды

Average whole-rock major (in wt.%) and trace element composition (in ppm) of various types of ores from the Kamysh-Burun trough

Компоненты	Карбонатные руды	Коричневые руды			Икряные руды		
	Вал <i>n</i> = 10	Вал <i>n</i> = 11	Грубые фракции <i>n</i> = 18	Тонкие фракции <i>n</i> = 9	Вал <i>n</i> = 6	Грубые фракции <i>n</i> = 30	Тонкие фракции <i>n</i> = 15
SiO ₂	13,37	18,84	11,88	24,64	13,52	13,15	26,54
TiO ₂	0,15	0,18	0,17	0,26	0,18	0,18	0,32
Al ₂ O ₃	3,54	3,98	3,97	6,28	3,91	4,38	6,90
Fe ₂ O ₃	35,39	53,62	58,51	41,56	55,46	59,95	42,29
MnO	0,64	1,73	2,61	2,63	3,64	2,28	5,12
MgO	5,85	0,79	0,78	1,06	0,73	0,36	0,55
CaO	0,42	2,48	1,88	2,01	1,37	1,25	1,78
Na ₂ O	0,32	0,78	0,71	1,23	0,31	< 0,05	< 0,05
K ₂ O	2,77	0,34	0,29	0,57	0,45	0,49	0,93
P ₂ O ₅	0,69	2,33	2,49	1,59	1,88	1,95	1,49
SO ₃	13,37	0,25	0,35	0,76	3,02	1,82	1,13
ППП	20,24	13,96	15,90	16,18	13,35	10,16	9,46
Сумма	99,75	99,92	99,75	100,10	99,77	99,46	99,53
V	191,00	285,22	314,22	203,33	551,56	594,56	494,94
As	349,25	613,74	706,78	421,33	1175,69	1225,92	937,89
Sr	252,68	75,02	78,22	98,26	766,42	359,43	447,88
Zr	30,22	45,63	49,63	70,82	45,12	49,38	93,47
Th	3,24	5,65	6,57	18,12	3,99	3,97	14,75
Y	46,02	51,01	49,63	70,82	105,42	110,03	180,92
La	49,30	73,11	73,69	154,56	118,60	125,55	416,35
Ce	99,68	142,72	141,86	314,78	212,71	222,94	813,02
Pr	12,88	20,76	21,63	48,42	28,21	30,03	118,74
Nd	53,56	85,49	88,30	195,78	138,63	147,76	488,53
Sm	11,57	18,58	19,54	42,63	24,58	26,06	92,51
Eu	3,20	4,23	4,47	9,55	9,29	6,58	23,24
Gd	11,76	18,49	19,22	38,44	25,41	27,15	91,39
Tb	1,64	2,47	2,58	4,65	3,54	3,74	9,13
Dy	9,36	14,36	15,39	25,27	19,93	22,02	49,17
Ho	1,78	2,61	2,79	4,14	3,77	4,15	6,79
Er	4,91	7,07	7,62	10,23	11,88	12,04	18,19
Tm	0,65	0,95	1,03	1,29	1,34	1,49	1,87
Yb	3,87	5,56	6,03	7,01	7,86	8,79	10,69
Lu	0,53	0,73	0,80	0,86	1,09	1,21	1,34
ΣREE	264,68	397,14	436,27	928,43	606,84	639,51	2140,98
(Yb/La) _N	1,10	1,03	0,54	0,18	0,90	0,95	0,36
(Gd/La) _N	1,83	2,00	0,24	0,15	1,76	1,78	1,79

Примечание. Индикаторные отношения (Yb/La)_N и (Gd/La)_N [47] используются для численного выражения соотношения между тяжёлыми (HREE – Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и лёгкими REE (LREE – La, Ce, Pr, Nd), а также средними (MREE – Sm, Eu, Gd, Tb, Dy) и лёгкими REE. Нормировка содержаний REE в рудах выполнена на соответствующие их содержания в постархейском австралийском сланце (PAAS) [41]; подстрочный индекс N – нормализованная величина. Нормировка на PAAS позволяет наглядно выявить различия между характером аккумуляции REE + Y в пелитовой (прямой аналог PAAS) и железистой составляющих керченских руд.

Note. (Yb/La)_N and (Gd/La)_N ratios were used, respectively, to quantify the relative HREE (Ho, Er, Tm, Yb, Lu) vs. LREE (La, Ce, Pr, Nd) and MREE (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy) vs. LREE contents [47]. The REE contents in the analyzed samples were normalized to the respective contents in the Post-Archean Australian Shale (PAAS) [41]; the normalized value is marked by the subscript N. Normalization to PAAS reveals the difference in the accumulation of REE + Y in the pelitic (direct analogue of PAAS) and ferruginous components of the Kerch iron ores.

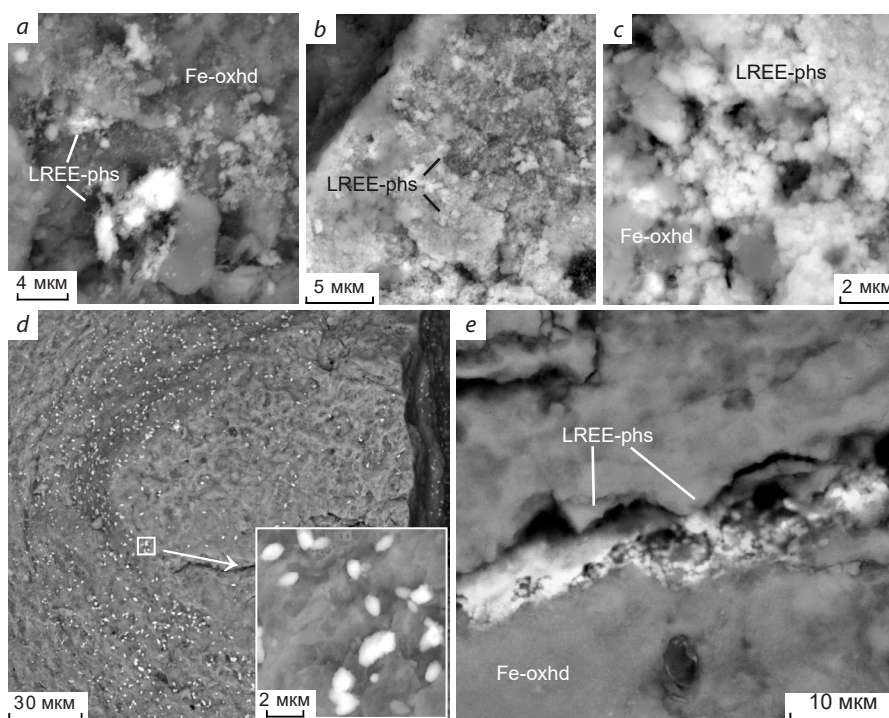


Рис. 3. Облик аутигенных фосфатов LREE из руд Камыш-Бурунской мульды, изображения в обратнорассеянных электронах:

a, b – хлопьевидные субмикронные фосфаты LREE, покрывающие Fe^{3+} -(окси)гидроксидные рудные частицы; *c, d* – округлые зёрна фосфатов LREE, покрывающие скол Fe^{3+} -(окси)гидроксидного псевдооолита; *e* – выполнение LREE-фосфатами слепых трещин во внутренних частях оолита; Fe-oxhd – Fe^{3+} -(окси)гидроксиды; LREE-phs – аутигенные фосфаты LREE

Fig. 3. BSE images of authigenic LREE phosphates in the ores from the Kamysh-Burun trough:

a, b – flake-like submicron-size LREE phosphates coating Fe^{3+} -(oxy)hydroxide particles; *c, d* – round grains of LREE phosphates coating a cleavage plane of Fe^{3+} -(oxy)hydroxide peloid; *e* – LREE phosphates healing blind cracks inside peloid particles; Fe-oxhd – Fe^{3+} -(oxy)hydroxides; LREE-phs – authigenic LREE phosphates

псевдооолиты. Размеры минеральных обособлений не превышают 3 мкм, форма – хлопьевидная или округлая. Главными катионами в аутигенных фосфатах выступают Ce, La, Ca, Nd, Pr. Концентрации Th и U ниже пределов их обнаружения. Атомные отношения ΣREE и P в этих фазах близки к 1 : 1, а постоянный дефицит суммы указывает на присутствие воды. Обе эти особенности позволяют отнести LREE-фосфаты из керченских железных руд к соединениям рабдофанового типа ($\text{LREE}(\text{PO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Наряду с обильными микродисперсными аутигенными фосфатами

REE в тонких фракциях руд концентрируются единичные слабоокатанные зёрна и обломки детритового монацита, содержащего до 9 мас. % ThO_2 [40].

Опережающее накопление MREE в валовых пробах и грубых фракциях керченских руд (рис. 4) указывает на то, что ведущим механизмом аккумуляции REE при их формировании была сорбция REE на поверхности гидроксидов Fe^{3+} [40, 47]. Минералогические и геохимические данные позволяют сделать вывод, что итоговый REE бюджет керченских железных руд был главным образом сформирован

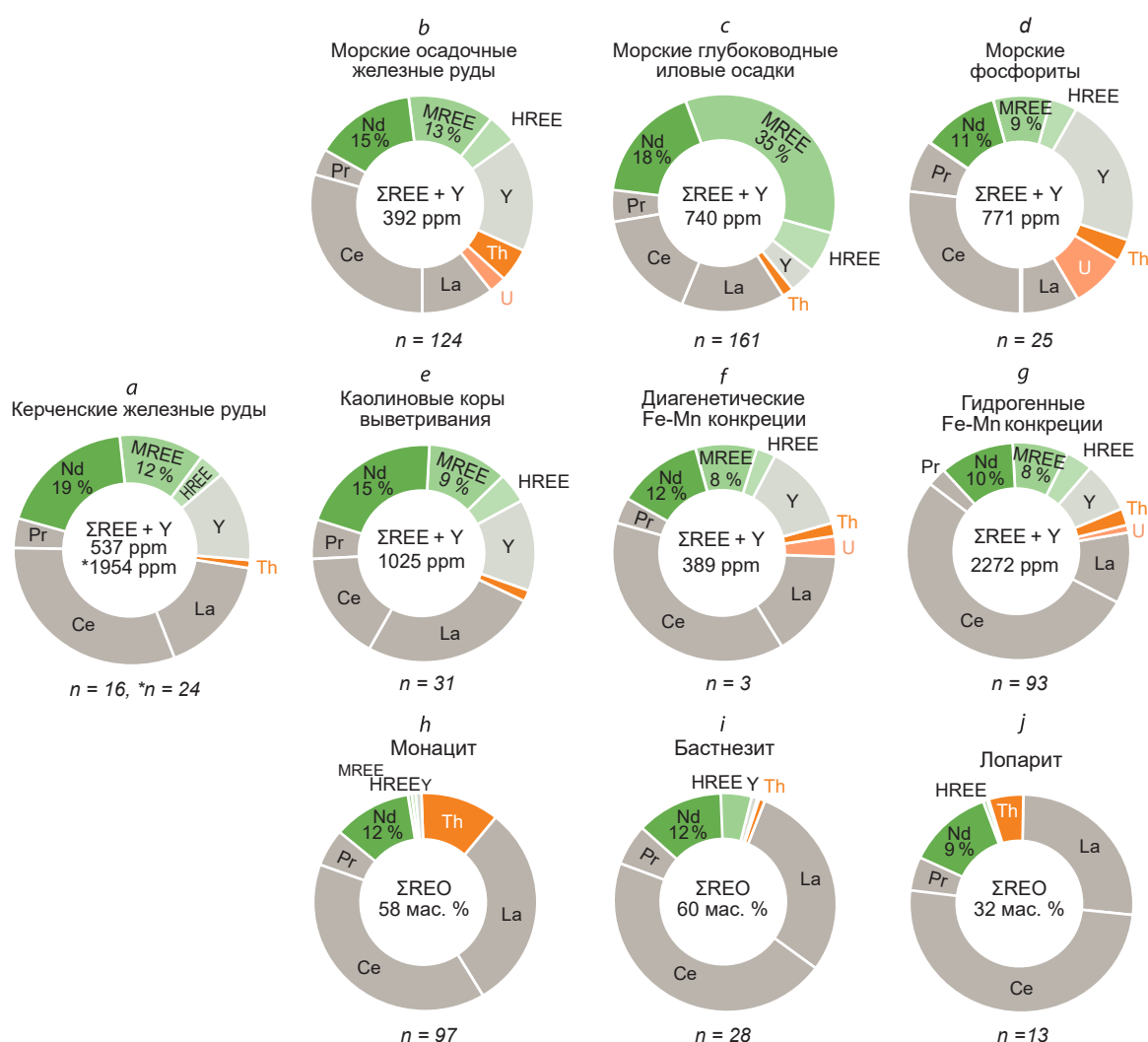


Рис. 4. Средние относительные содержания REE, Th и U в керченских железных рудах в сравнении с таковыми других типов нетрадиционных и традиционных REE руд. Концентрации REE и Y:

a – керченские осадочные железные руды; *b* – [5, 8, 18, 36–38]; *c* – [27]; *d* – [17]; *e* – [1]; *f* – [12, 14, 22, 34]; *g* – [9]; *h* – монацит из карбонатитов, гранитов, сиенитов и россыпей [2, 7, 16, 19, 29–33, 39]; *i* – бастнезит из карбонатитов, гидротермально изменённых нефелиновых сиенитов [6, 19, 25, 46]; *j* – лопарит из нефелиновых сиенитов [28]; *n* – число единичных анализов, по которым рассчитывались средние содержания REE + Y; **n* – средние содержания ΣREE + Y в тонких фракциях керченских железных руд

Fig. 4. Average REE, Th, and U concentrations in Kerch ironstones relative to those in other conventional and unconventional REE deposits:

a – diagrams show relative contents of REE and Y in Kerch ironstones; *b* – marine ooidal ironstones [5, 8, 18, 36–38]; *c* – hemipelagic mud [27]; *d* – marine phosphorites [17]; *e* – diagenetic marine Fe-Mn concretions [1]; *f* – hydrogenous Fe-Mn concretions [12, 14, 22, 34]; *g* – kaolin weathering profiles (ion-adsorption clays) [9]; *h* – monazite from carbonatite, granite, syenite, and placers [2, 7, 16, 19, 30–33, 39]; *i* – bastnäsite from carbonatite and hydrothermally altered nepheline syenite [6, 19, 25, 46]; *j* – loparite from nepheline syenite [28]; *n* – the number of single analyses for which the average content were calculated; **n* – asterisked values refer to average ΣREE + Y concentrations in fine fractions of Kerch ironstones

на стадии раннего диагенеза осадка при минимальном вкладе терригенного источника [40].

Керченские железные руды – потенциальный источник нетрадиционного редкоземельного сырья. Основные запасы традиционных магматогенных месторождений REE приходятся на Ce и La. Основные фазы-концентраты REE в этих рудах – монацит ((REE,Th) PO_4) и бастнезит (REE,Th(CO₃)(F,OH)); второстепенные – лопарит ((Na,REE,Th)Ti₂O₆), ксенотим ((REE,Zr)PO₄) и др. Уровни накопления Th и U в таком сырье неизменно высоки (см. рис. 4). Селективное извлечение промышленно востребованных Pr, Nd, MREE и HREE из руд данного типа влечёт за собой значительное удорожание финального продукта и прогрессивное накопление Th и U в технологической цепочке [42]. Исходя из необходимости удешевления производственных процессов и снижения нагрузки на окружающую среду при их добыче и переработке, а также решения «проблемы баланса» новые типы REE месторождений должны удовлетворять следующим требованиям: доступность, простота добычи и переработки, минимальные содержания токсичных и радиоактивных элементов, высокая доля промышленно востребованных Nd, Pr, MREE и HREE в сумме REE. С позиции этих требований на сегодняшний день наиболее перспективными представляются руды осадочного генезиса: бокситы, фосфориты, глубоководные морские илы и оолитовые железные руды [9, 17, 24, 27, 42].

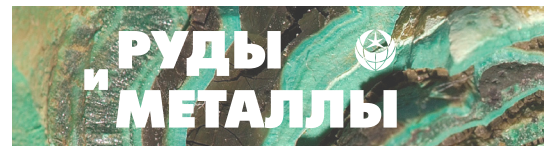
Анализ баз литературных данных показал, что структура накопления LREE, MREE и HREE керченскими рудами в целом типична для морских осадочных железорудных месторождений (см. рис. 4). Однако на этом фоне керченские руды обладают целым рядом индивидуальных особенностей: они содержат больше $\Sigma REE + Y$, обогащены Nd, La, MREE относительно Ce и резко обеднены Th и U. Содержания Pr, Nd, MREE и Y в керченских рудах в целом сходны с таковыми в морских железомарганцевых конкрециях и фосфоритах. Максимальное обогащение Nd и MREE характерно для морских глубоководных иловых осадков, общий REE бюджет которых, ве-

роятно, сформирован за счёт сорбированных на Fe³⁺-(окси)гидроксидах и цеолитах форм REE, а также аутигенных фосфатов [24, 27].

Несмотря на достаточно высокие суммарные концентрации REE и благоприятную структуру накопления LREE, MREE и HREE, ни одно из месторождений осадочных железных руд в настоящее время не разрабатывается как комплексное. Прецедент коммерчески рентабельной добычи редкоземельных элементов из осадочных пород, где REE находятся в сорбированной форме, тем не менее существует. В КНР их добывают из каолиновых кор выветривания, преимущественно развитых по гранитам [9, 44]. В сравнении с традиционными магматогенными месторождениями коры выветривания обладают малыми суммарными запасами ΣREE (< 0,01–0,02 Мт), но при этом в их балансе очень велик вклад промышленно-востребованных элементов (см. рис. 4). Эти особенности в совокупности с предельно низкими уровнями накопления Th и U, а также простотой переработки обеспечивают высокую рентабельность добычи REE из этих руд.

Потенциальные технологии переработки осадочных железных руд. Переработка магматогенных REE руд осуществляется по многоступенчатым технологическим схемам, индивидуальным для руд каждого конкретного месторождения. Их основу составляют три главные процедуры: получение концентрата посредством магнитной, электростатической и гравитационной сепарации и/или флотации, выщелачивание REE и экстракция индивидуальных REE элементов (селективное восстановление, фракционная кристаллизация, ионный обмен и экстракция растворителем) из продуктов выщелачивания [20, 21, 35].

При переработке осадочных железных руд, где преобладают кислородные соединения Fe³⁺, будут неизбежны технологические трудности. Процесс физического обогащения малоэффективен при извлечении субмикронных индивидов. Кроме того, в этом случае будет потеряна значительная часть сорбированных MREE. Извлечение REE посредством их выщелачивания из валовых руд неизбеж-



но будет сопровождаться переходом в раствор части Fe, что увеличит потребление кислоты и потребует привлечения дополнительных процедур очистки раствора от этого компонента.

На сегодня мы не располагаем информацией о разработанных и внедрённых в промышленность технологиях экстракции REE из осадочных железных руд, но анализ литературы позволяет выделить как минимум три нестандартных подхода, на базе которых такая технология может быть разработана.

Потенциально для извлечения REE из обогащённых фосфором керченских руд могут использоваться технологии биогенной дефосфоризации [43]. Этот процесс предусматривает процедуру избирательного выщелачивания фосфора из руд сообществами S-окисляющих бактерий (фосфаты REE будут разрушены с переходом REE в раствор). Железная руда, очищенная от фосфора (минерального и сорбированного), может затем использоваться для металлургического передела. Немаловажно то, что керченские руды, благодаря высоким содержаниям в них Mn и V, могут квалифицироваться как природно-легированные. Есть прямые указания на возможность прямого биологического выщелачивания REE из отходов различных производств [35].

Второй подход базируется на технологии разделения металлического (Fe) и силикатного (шлакового) расплавов при карботермическом восстановлении сложных Fe-руд. Редкие земли при высокой температуре переходят в шлак вместе с силикатными примесями руды. Их селективное извлечение (выщелачивание) затем производится из шлака [11]. В лабораторных условиях экстракция REE в шлак достигает 94 % и обеспечивает содержания

Σ REE 8–12 мас. % при исходной концентрации в руде Σ REE около 2 мас. %.

Третий подход предусматривает использование сложного органического экстрагента для выделения REE из водной пульпы красного шлама – отходов Al производства из бокситов, содержащих до 60 мас. % Fe_2O_3 [15]. При температурах экстракции 160–180 °C и времени контакта с экстрагентом более четырёх часов в экспериментах достигается 70–85 % полнота извлечения Nd, La, Ce; ≥ 60 % – для Y и прочих REE и 40–45 % – для Sc.

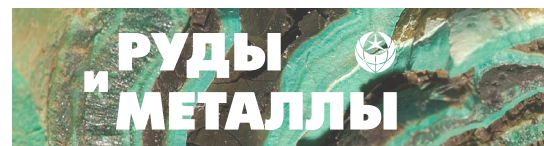
Заключение. Анализ промышленных руд Керченского бассейна (Камыш-Бурунская мульда) показал, что по особенностям накопления REE они могут быть квалифицированы как перспективный тип нетрадиционного REE сырья. Опережающее накопление в них промышленно востребованных Pr, Nd и MREE в потенциале способно минимизировать затраты на селективное извлечение полезного компонента, а низкие концентрации Th и U резко снижают класс радиологической опасности как самих руд, так и всех продуктов и отходов технологической цепочки. Важнейшими преимуществами керченских железорудных месторождений также являются их простое геологическое строение, возможность отработки открытым способом и дисперсное состояние руд.

Авторы благодарят рецензентов, а также редколлегию журнала «Руды и металлы» за ценные предложения по модернизации рукописи. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН. Аналитические исследования были выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проекты № 17-17-01056, № 17-17-01056П).

Список литературы

1. Батулин Г. Н. Геохимия железомарганцевых конкреций Финского залива, Балтийское море // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – Т. 5. – С. 451–467.
2. Лазарева Е. В., Жмодик С. М., Добрецов Н. Л., Толстов А. В., Щербов Б. Л., Карманов Н. С., Герасимов Е. Ю., Брянская А. В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56 (6). – С. 1080–1115.
3. Малаховский В. Ф. Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов. – Киев : АН УССР, 1956. – 193 с.

4. Шнюков Е. Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. – Киев : Наукова думка, 1965. – 194 с.
5. Afify A. M., Sanz-Montero M. E., Calvo J. P. Differentiation of ironstone types by using rare-earth elements and yttrium geochemistry – a case study from the Bahariya region, Egypt // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – Vol. 96. – P. 247–261.
6. Andersen A. K., Clark J. G., Larson P. B., Donovan J. J. REE fractionation, mineral speciation, and supergene enrichment of the Bear Lodge carbonatites, Wyoming, USA // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 89. – P. 780–807.
7. Andreoli M. A. G., Smith C. B., Watkeys M., Moore J. M., Ashwal L. D., Hart R. J. The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa; implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockite-granulite terranes // *Economic Geology*. – 1994. – Vol. 89 (5). – P. 994–1016.
8. Baioumy H., Omran M., Fabritius T. Mineralogy, geochemistry and the origin of high-phosphorus oolitic iron ores of Aswan, Egypt // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 80. – P. 185–199.
9. Bao Z., Zhao Z. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China // *Ore Geology Reviews*. – 2008. – Vol. 33 (3–4). – P. 519–535.
10. Binnemans K., Jones P. T. Rare-earths and the balance problem // *Journal of Sustainable Metallurgy*. – 2015. – Vol. 1 (1). – P. 29–38.
11. Bisaka K., Thobadi I. C., Pawlik C. Extraction of rare-earths from iron-rich rare-earth deposits // *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*. – 2017. – Vol. 117 (8). – P. 731–739.
12. Chen S., Yin X., Wang X., Huang X., Ma Y., Guo K., Zeng Z. The geochemistry and formation of ferromanganese oxides on the eastern flank of the Gagua Ridge // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – Vol. 95. – P. 118–130.
13. Chukanov N. V. Minerals of the Kerch iron-ore basin in Eastern Crimea // *Mineralogical Almanac Association Ecost.* – 2005. – 112 p.
14. Conrad T., Hein J. R., Paytan A., Clague D. A. Formation of Fe-Mn crusts within a continental margin environment // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 87. – P. 25–40.
15. Davris P., Balomenos E., Pantias D., Paspaliaris I. Selective leaching of rare-earth elements from bauxite residue (red mud), using a functionalized hydrophobic ionic liquid // *Hydrometallurgy*. – 2016. – Vol. 164. – P. 125–135.
16. Deng M., Xu C., Song W., Tang H., Liu Y., Zhang Q., Zhou Y., Feng M., Wei C. REE mineralization in the Bayan Obo deposit, China: Evidence from mineral paragenesis // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 91. – P. 100–109.
17. Emsbo P., McLaughlin P. I., Breit G. N., du Bray E. A., Koenig A. E. Rare-earth elements in sedimentary phosphate deposits: Solution to the global REE crisis? // *Gondwana Research*. – 2015. – Vol. 27. – P. 776–785.
18. Garnit H., Bouhlef S. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Late Eocene oolitic ironstones of the Jebel Ank, Southern Tunisian Atlas // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 84. – P. 134–153.
19. Grammatikopoulos T., Mercer W., Gunning C. Mineralogical characterisation using QEMSCAN of the Nechalacho heavy rare-earth metal deposit, Northwest Territories, Canada // *Canadian Metallurgical Quarterly*. – 2013. – Vol. 52 (3). – P. 265–277.
20. Gupta C. K., Krishnamurthy N. Extractive metallurgy of rare-earths. – Boca Raton : CRC Press, 2005. – 521 p.
21. Haque N., Hughes A., Lim S., Vernon C. Rare-earth elements: Overview of mining, mineralogy, uses, sustainability and environmental impact // *Resources*. – 2014. – Vol. 3 (4). – P. 614–635.
22. Hein J. R., Conrad T., Mizell K., Banakar V. K., Frey F. A., Sager W. W. Controls on ferromanganese crust composition and reconnaissance resource potential, Ninetyeast Ridge, Indian Ocean // *Deep Sea: Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2016. – Vol. 110. – P. 1–19.
23. Hu D. China's governance of exhaustible natural resources under the WTO era: taking its REE governance as a case // *Energy Procedia*. – 2012. – Vol. 16. – P. 656–660.
24. Iijima K., Yasukawa K., Fujinaga K., Nakamura K., Machida S., Takaya Y., Ohta J., Haraguchi S., Nishio Y., Usui Y., Nozaki T., Yamazaki T., Ichiyama Y., Ijiri A., Inagaki F., Machiyama H., Suzuki K., Kato Y. Discovery of extremely REY-rich mud in the western North Pacific Ocean // *Geochemical Journal*. – 2016. – Vol. 50 (6). – P. 557–573.
25. Jaireth S., Hoatson D. M., Miezitis Y. Geological setting and resources of the major rare-earth ele-

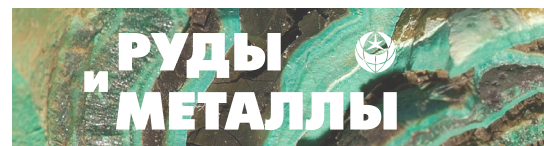


- ment deposits in Australia // *Ore Geology Reviews*. – 2014. – Vol. 62. – P. 72–128.
26. *Jordens A., Cheng Y. P., Waters K. E.* A review of the beneficiation of rare-earth element bearing minerals // *Minerals Engineering*. – 2013. – Vol. 41. – P. 97–114.
27. *Kato Y., Fujinaga K., Nakamura K., Takaya Y., Kitamura K., Ohta J., Toda R., Nakashima T., Iwamori H.* Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements // *Nature Geoscience*. – 2011. – Vol. 4 (8). – P. 535–539.
28. *Kogarko L. N., Williams C. T., Woolley A. R.* Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, apgaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogy and Petrology*. – 2002. – Vol. 74 (1). – P. 1–24.
29. *Kravchenko S. M., Pokrovsky B. G.* The Tomtor alkaline ultrabasic massif and related REE-Nb deposits, northern Siberia // *Economic geology*. – 1995. – Vol. 90 (3). – P. 676–689.
30. *Lapin A. V., Tolstov A. V., Kulikova I. M.* Distribution of REE, Y, Sc, and Th in the unique complex rare-metal ores of the Tomtor deposit // *Geochemistry International*. – 2016. – Vol. 54 (12). – P. 1061–1078.
31. *Le Bas M. J., Kellere J., Kejie T., Wall F., Williams C. T., Peishan Z.* Carbonatite dykes at Bayan Obo, inner Mongolia, China // *Mineralogy and Petrology*. – 1992. – Vol. 46 (3). – P. 195–228.
32. *Long K. R., Van Gosen B. S., Foley N. K., Cordier D.* The principal rare-earth elements deposits of the United States: a summary of domestic deposits and a global perspective // *Non-Renewable Resource Issues*. – 2012. – P. 131–155.
33. *Lottermoser B. G.* Rare-earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia // *Lithos*. – 1990. – Vol. 24 (2). – P. 151–167.
34. *Muiños S. B., Hein J. R., Frank M., Monteiro J. H., Gaspar L., Conrad T., Abrantes F.* Deep-sea Fe-Mn crusts from the northeast Atlantic Ocean: composition and resource considerations // *Marine georesources and geotechnology*. – 2013. – Vol. 31 (1). – P. 40–70.
35. *Peiravi M., Dehghani F., Ackah L., Baharlouei A., Godbold J., Liu J., Mohanty M., Ghosh T.* A review of rare-earth elements extraction with emphasis on non-conventional sources: Coal and coal byproducts, iron ore tailings, apatite, and phosphate byproducts // *Mining, Metallurgy & Exploration*. – 2020. – Vol. 38. – P. 1–26.
36. *Rahiminejad A. H., Zand-Moghadam H.* Synsedimentary formation of ooidal ironstone: an example from the Jurassic deposits of SE central Iran // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – Vol. 95. – P. 238–257.
37. *Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S.* Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, South-East Western Siberia // *Marine and Petroleum Geology*. – 2019. – Vol. 100. – P. 309–325.
38. *Shaltami O. R., Fiannacca P., Fares F. F., Oshebi F. M. E., Siasia G. D., Errishi H.* Geochemistry of iron ore at Wadi As Shati, SW Libya: implications on origin, depositional environment, paleo-oxygenation, paleoclimate and age // *Proceeding Book of 14th Biennial Meeting, SGA. Quebec*. – 2017. – P. 37–50.
39. *Singh Y.* Rare-earth elements resources: Indian context // *Springer Nature Switzerland AG*. – 2020. – 410 p.
40. *Sokol E. V., Kokh S. N., Kozmenko O. A., Nekipelova A. V., Rudmin M., Khvorov P. V., Artemyev D. A.* Geochemistry and mineralogy of rare-earth elements in high-phosphorus ooidal ironstones: a case study of the Kamysh-Burun deposit (Azov-Black Sea iron Province) // *Ore Geology Reviews*. – 2020. – 103827.
41. *Taylor S. R., McLennan S. M.* The continental crust: its evolution and composition. – London : Blackwell, 1985. – 312 p.
42. *Wall F.* Rare-earth element // *Critical Metals Handbook / Ed. by G. Gun*. – New York : John Wiley and Sons, 2014. – P. 312–339.
43. *Wang J., Shen S., Kang J., Li H., Guo Z.* Effect of ore solid concentration on the bioleaching of phosphorus from high-phosphorus iron ores using indigenous sulfur-oxidizing bacteria from municipal wastewater // *Process Biochemistry*. – 2010. – Vol. 45. – P. 1624–1631.
44. *Wu C., Yuan Z., Bai G.* Rare-earth deposits in China // *Rare-earth minerals chemistry, origin and ore deposits / Ed. Jones A. P., Wall F., Williams C. T.* – New York : Chapman and Hall, The Mineralogical Society Series, 1996. – P. 281–310.
45. *Wübbeke J.* Rare-earth elements in China: Policies and narratives of reinventing an industry // *Resources Policy*. – 2013. – Vol. 38 (3). – P. 384–394.

46. Xu C., Campbell I. H., Kynicky J., Allen C. M., Chen Y., Huang Z., Qi L. Comparison of the Daluxiang and Maoniuping carbonatitic REE deposits with Bayan Obo REE deposit, China // *Lithos.* – 2008. – Vol. 106 (1–2). – P. 12–24.
47. Yang J., Torres M., McManus J., Algeo T. J., Hakala J. A., Verba C. Controls on rare-earth element distributions in ancient organic-rich sedimentary sequences: role of post-depositional diagenesis of phosphorus phases // *Chemical Geology.* – 2017. – Vol. 466. – P. 533–544.

References

- Baturin G. N. Geokhimiya zhelezomargantsevykh konkretov Finskogo zaliva, Baltiiskoe more [Geochemistry of ferromanganese nodules in the Gulf of Finland, Baltic Sea], *Litologiya i poleznye iskopayemye [Lithology and Mineral Resources]*, 2009, V. 5, pp. 451–467. (In Russ.).
- Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Tolstov A. V., Shcherbov B. L., Karmanov N. S., Gerasimov E. Yu., Bryanskaya A. V. Glavnye rudoobrazuyushchie mineraly anomal'no bogatykh rud mestorozhdeniya Tomtor (Arkticheskaya Sibir') [Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia)], *Geologiya i geofizika [Russian geology and geophysics]*, 2015, V. 56 (6), pp. 1080–1115. (In Russ.).
- Malakhovskii V. F. Geologiya i geokhimiya kerchenskikh zheleznykh rud i ikh vazhneishikh komponentov [Geology and Geochemistry of Kerch Iron Ores and their Major Components], Kiev, AN USSR Publ., 1956, 193 p.
- Shnyukov E. F. Genezis kimmeriiskikh zheleznykh rud Azovo-Chernomorskoj rudnoi provintsii [The Genesis of the Cimmerian Iron Ores of the Azov-Black Sea ore province], Kiev, Naukova dumka Publ., 1965, 194 p.
- Afify A. M., Sanz-Montero M. E., Calvo J. P. Differentiation of ironstone types by using rare-earth elements and yttrium geochemistry – a case study from the Bahariya region, Egypt, *Ore Geology Reviews*, 2018, V. 96, pp. 247–261.
- Andersen A. K., Clark J. G., Larson P. B., Donovan J. J. REE fractionation, mineral speciation, and supergene enrichment of the Bear Lodge carbonatites, Wyoming, USA, *Ore Geology Reviews*, 2017, V. 89, pp. 780–807.
- Andreoli M. A. G., Smith C. B., Watkeys M., Moore J. M., Ashwal L. D., Hart R. J. The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa; implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockite-granulite terranes, *Economic Geology*, 1994, V. 89 (5), pp. 994–1016.
- Baioumy H., Omran M., Fabritius T. Mineralogy, geochemistry and the origin of high-phosphorus oolitic iron ores of Aswan, Egypt, *Ore Geology Reviews*, 2017, V. 80, pp. 185–199.
- Bao Z., Zhao Z. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China, *Ore Geology Reviews*, 2008, V. 33 (3–4), pp. 519–535.
- Binnemans K., Jones P. T. Rare-earths and the balance problem, *Journal of Sustainable Metallurgy*, 2015, V. 1 (1), pp. 29–38.
- Bisaka K., Thobadi I. C., Pawlik C. Extraction of rare-earths from iron-rich rare-earth deposits, *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 2017, V. 117 (8), pp. 731–739.
- Chen S., Yin X., Wang X., Huang X., Ma Y., Guo K., Zeng Z. The geochemistry and formation of ferromanganese oxides on the eastern flank of the Gagaa Ridge, *Ore Geology Reviews*, 2018, V. 95, pp. 118–130.
- Chukanov N. V. Minerals of the Kerch iron-ore basin in Eastern Crimea, *Mineralogical Almanac Association Ecost*, 2005, 112 p.
- Conrad T., Hein J. R., Paytan A., Clague D. A. Formation of Fe-Mn crusts within a continental margin environment, *Ore Geology Reviews*, 2017, V. 87, pp. 25–40.
- Davris P., Balomenos E., Pnias D., Paspaliaris I. Selective leaching of rare-earth elements from bauxite residue (red mud), using a functionalized hydrophobic ionic liquid, *Hydrometallurgy*, 2016, V. 164, pp. 125–135.
- Deng M., Xu C., Song W., Tang H., Liu Y., Zhang Q., Zhou Y., Feng M., Wei C. REE mineralization in the Bayan Obo deposit, China: Evidence from mineral paragenesis, *Ore Geology Reviews*, 2017, V. 91, pp. 100–109.
- Emsbo P., McLaughlin P. I., Breit G. N., du Bray E. A., Koenig A. E. Rare earth elements in sedimentary phosphate deposits: Solution to the



- global REE crisis?, *Gondwana Research*, 2015, V. 27, pp. 776–785.
18. Garnit H., Bouhleb S. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Late Eocene oolitic ironstones of the Jebel Ank, Southern Tunisian Atlas, *Ore Geology Reviews*, 2017, V. 84, pp. 134–153.
19. Grammatikopoulos T., Mercer W., Gunning C. Mineralogical characterisation using QEMSCAN of the Nechalacho heavy rare-earth metal deposit, Northwest Territories, Canada, *Canadian Metallurgical Quarterly*, 2013, V. 52 (3), pp. 265–277.
20. Gupta C. K., Krishnamurthy N. Extractive metallurgy of rare-earths, Boca Raton, CRC Press, 2005, 521 p.
21. Haque N., Hughes A., Lim S., Vernon C. Rare-earth elements: Overview of mining, mineralogy, uses, sustainability and environmental impact, *Resources*, 2014, V. 3 (4), pp. 614–635.
22. Hein J. R., Conrad T., Mizell K., Banakar V. K., Frey F. A., Sager W. W. Controls on ferromanganese crust composition and reconnaissance resource potential, Ninetyeast Ridge, Indian Ocean, *Deep Sea: Research. Part I: Oceanographic Research Papers*, 2016, V. 110, pp. 1–19.
23. Hu D. China's governance of exhaustible natural resources under the WTO era: taking its REE governance as a case, *Energy Procedia*, 2012, V. 16, pp. 656–660.
24. Iijima K., Yasukawa K., Fujinaga K., Nakamura K., Machida S., Takaya Y., Ohta J., Haraguchi S., Nishio Y., Usui Y., Nozaki T., Yamazaki T., Ichiyama Y., Ijiri A., Inagaki F., Machiyama H., Suzuki K., Kato Y. Discovery of extremely REY-rich mud in the western North Pacific Ocean, *Geochemical Journal*, 2016, V. 50 (6), pp. 557–573.
25. Jaireth S., Hoatson D. M., Miezitis Y. Geological setting and resources of the major rare-earth element deposits in Australia, *Ore Geology Reviews*, 2014, V. 62, pp. 72–128.
26. Jordens A., Cheng Y. P., Waters K. E. A review of the beneficiation of rare-earth element bearing minerals, *Minerals Engineering*, 2013, V. 41, pp. 97–114.
27. Kato Y., Fujinaga K., Nakamura K., Takaya Y., Kitamura K., Ohta J., Toda R., Nakashima T., Iwamori H. Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements, *Nature Geoscience*, 2011, V. 4 (8), pp. 535–539.
28. Kogarko L. N., Williams C. T., Woolley A. R. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, apatitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia, *Mineralogy and Petrology*, 2002, V. 74 (1), pp. 1–24.
29. Kravchenko S. M., Pokrovsky B. G. The Tomtor alkaline ultrabasic massif and related REE-Nb deposits, northern Siberia, *Economic geology*, 1995, V. 90 (3), pp. 676–689.
30. Lapin A. V., Tolstov A. V., Kulikova I. M. Distribution of REE, Y, Sc, and Th in the unique complex rare-metal ores of the Tomtor deposit, *Geochemistry International*, 2016, V. 54 (12), pp. 1061–1078.
31. Le Bas M. J., Kellere J., Kejie T., Wall F., William C. T., Peishan Z. Carbonatite dykes at Bayan Obo, inner Mongolia, China, *Mineralogy and Petrology*, 1992, V. 46 (3), pp. 195–228.
32. Long K. R., Van Gosen B. S., Foley N. K., Cordier D. The principal rare-earth elements deposits of the United States: a summary of domestic deposits and a global perspective, *Non-Renewable Resource Issues*, 2012, pp. 131–155.
33. Lottermoser B. G. Rare-earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia, *Lithos*, 1990, V. 24 (2), pp. 151–167.
34. Muiños S. B., Hein J. R., Frank M., Monteiro J. H., Gaspar L., Conrad T., Abrantes F. Deep-sea Fe-Mn crusts from the northeast Atlantic Ocean: composition and resource considerations, *Marine georesources and geotechnology*, 2013, V. 31 (1), pp. 40–70.
35. Peiravi M., Dehghani F., Ackah L., Baharlouei A., Godbold J., Liu J., Mohanty M., Ghosh T. A review of rare-earth elements extraction with emphasis on non-conventional sources: Coal and coal byproducts, iron ore tailings, apatite, and phosphate byproducts, *Mining, Metallurgy & Exploration*, 2020, V. 38, pp. 1–26.
36. Rahiminejad A. H., Zand-Moghadam H. Synsedimentary formation of ooidal ironstone: an example from the Jurassic deposits of SE central Iran, *Ore Geology Reviews*, 2018, V. 95. – P. 238–257.
37. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, South-East Western Siberia, *Marine and Petroleum Geology*, 2019, V. 100, pp. 309–325.
38. Shaltami O. R., Fiannacca P., Fares F. F., Oshebi F. M. E., Siasia G. D., Errishi H. Geochemistry of iron ore at Wadi As Shati, SW Libya: implications on origin, depositional environment, paleo-oxygenation, paleoclimate and age, *Proceeding*

- Book of 14th Biennial Meeting, SGA. Quebec, 2017, pp. 37–50.*
39. Singh Y. Rare-earth elements resources: Indian context, *Springer Nature Switzerland AG*, 2020, 410 p.
40. Sokol E. V., Kokh S. N., Kozmenko O. A., Nekipelova A. V., Rudmin M., Khvorov P. V., Artemyev D. A. Geochemistry and mineralogy of rare-earth elements in high-phosphorus ooidal ironstones: a case study of the Kamysh-Burun deposit (Azov-Black Sea iron Province), *Ore Geology Reviews*, 2020, 103827.
41. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its evolution and composition, *London, Blackwell*, 1985, 312 p.
42. Wall F. Rare-earth element, *Critical Metals Handbook*, New York, John Wiley and Sons, 2014, pp. 312–339.
43. Wang J., Shen S., Kang J., Li H., Guo Z. Effect of ore solid concentration on the bioleaching of phosphorus from high-phosphorus iron ores using indigenous sulfur-oxidizing bacteria from municipal wastewater, *Process Biochemistry*, 2010, V. 45, pp. 1624–1631.
44. Wu C., Yuan Z., Bai G. Rare earth deposits in China, Rare-earth minerals chemistry, origin and ore deposits, New York, Chapman and Hall, *The Mineralogical Society Series*, 1996, pp. 281–310.
45. Wübbeke J. Rare earth elements in China: Policies and narratives of reinventing an industry, *Resources Policy*, 2013, V. 38 (3), pp. 384–394.
46. Xu C., Campbell I. H., Kynicky J., Allen C. M., Chen Y., Huang Z., Qi L. Comparison of the Daluxiang and Maoniuping carbonatitic REE deposits with Bayan Obo REE deposit, China, *Lithos*, 2008, V. 106 (1–2), pp. 12–24.
47. Yang J., Torres M., McManus J., Algeo T. J., Hakala J. A., Verba C. Controls on rare-earth element distributions in ancient organic-rich sedimentary sequences: role of post-depositional diagenesis of phosphorus phases, *Chemical Geology*, 2017, V. 466, pp. 533–544.

Авторы

Некипелова Анна Владиславовна

младший научный сотрудник¹
nekipelova@igm.nsc.ru

Сокол Элина Владимировна

доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник¹
sokol@igm.nsc.ru

Кох Светлана Николаевна

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник¹
zateeva@igm.nsc.ru

Филиппова Ксения Александровна

кандидат геолого-минералогических наук
научный сотрудник²
kseniyafil@yandex.ru

¹Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

²Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Россия

Authors

Anna V. Nekipelova

Junior Researcher¹
nekipelova@igm.nsc.ru

Elina V. Sokol

DrSc
Leading Researcher¹
sokol@igm.nsc.ru

Svetlana N. Kokh

PhD
Senior Researcher¹
zateeva@igm.nsc.ru

Ksenia A. Filippova

PhD
Researcher²
kseniyafil@yandex.ru

¹V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russia

²South Ural Federal Research Center for Mineralogy
and Geoecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Miass, Russia

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



13 февраля 2022 г. отмечает юбилей заслуженный геолог России, заведующий отделом научно-методического сопровождения геологоразведочных работ ЦНИГРИ **Алексей Гордеевич Волчков**.

Алексей Гордеевич работает в ЦНИГРИ с окончания геологического факультета МГУ в 1966 г. Около 15 лет он проводил исследования в областях древнего вулканизма на Южном Урале. В 1976 г. защитил диссертацию на звание кандидата геолого-минералогических наук, в 1982 г. возглавил в ЦНИГРИ лабораторию геологии медно-колчеданных месторождений, затем лабораторию Урала. Под руководством А. Г. Волčkova выполнен ряд обобщающих работ по меденосности и металлогении Уральской провинции, локальному прогнозу и поискам медно-цинково-колчеданных и медно-порфировых месторождений в районах действия горнодобывающих предприятий на Южном и Среднем Урале. Он автор и соавтор прогнозных карт (масштаб 1 : 10 000–1 : 50 000) уральских меднорудных районов Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей, Республики Баш-

кортостан. Алексей Гордеевич участвовал в подготовке геологических основ для подсчёта запасов крупных месторождений (Юбилейное, Подольское, Сафьяновское). ГРР-методики и руководства по крупномасштабному и локальному прогнозу, поискам и количественной оценке медно-колчеданных месторождений, составленные им с коллегами, успешно внедрены в производство.

В 1987 г. Алексей Гордеевич в составе коллектива авторов удостоен премии Министерства геологии СССР за создание первого в отрасли прогнозно-поискового комплекса по поискам скрытых медно-колчеданных месторождений. В 1990-е гг. под его руководством была создана прогнозно-металлогеническая карта страны, ставшая основой для программ ГРР на медь, свинец, цинк, никель. Затем им были изучены перспективы выявления месторождений благородных металлов на Полярном Урале и создана прогнозная карта территории ЯНАО. Итог названных проектов – оперативное вовлечение ряда важных объектов в недропользование, развитие минерально-сырьевой базы меди и золота на Урале, в Чукотском АО, других регионах России.

На протяжении 20 лет Алексей Гордеевич возглавляет ответственное направление работы института – научно-методическое сопровождение и обеспечение геологоразведочных работ, выполняемых за счёт средств федерального бюджета. За эти годы почти полностью обновился состав специалистов в этой области, но благодаря мудрому руководству, высокой культуре взаимодействия с коллегами, присущей Алексею Гордеевичу, принципы экспертной работы сохраняются. Эта деятельность позволяет выявить рудные объекты, по-настоящему перспективные для разработки недропользователями.

Результаты исследований А. Г. Волčkova отражены более чем в 200 научных работах. Его труд неоднократно отмечен почётными грамотами Минприроды и Роснедр, он награждён нагрудными знаками «Отличник разведки недр» и «Почётный разведчик недр», юбилейной медалью «300 лет Горно-геологической службы России», медалью Ассоциации геологических организаций «За заслуги в разведке недр 1 степени».

Алексей Гордеевич – хранитель традиций, заложенных его учителями. Он влюблён в свою профессию, многие его замечательные стихи посвящены работе геолога. Истинное удовольствие – слушать в его исполнении песни, любимые несколькими поколениями геологов. Он делится своими знаниями и опытом с молодыми коллегами, не жалея времени и сил. Алексей Гордеевич – автор воспоминаний о знаменитых исследователях рудных месторождений (часть опубликована ЦНИГРИ, в том числе в журналах «Руды и металлы», «Отечественная геология»).

Редакция журнала сердечно поздравляет Алексея Гордеевича с юбилеем и желает ему крепкого здоровья, плодотворной работы, новых творческих планов!

ПОСВЯЩАЕТСЯ ПАМЯТИ

**07.05.1929–21.02.2022**

21 февраля 2022 года не стало **Евгения Александровича Козловского**, министра геологии СССР в 1975–1989 гг., заслуженного деятеля науки и техники РСФСР, вице-президента РАЕН, крупного учёного, внёсшего огромный вклад в развитие отечественной геологической отрасли. С именем Е. А. Козловского связаны интенсивное развитие минерально-сырьевой базы СССР, геологической науки, масштабный научно-технический прогресс в отрасли и техническое перевооружение геологоразведочного производства.

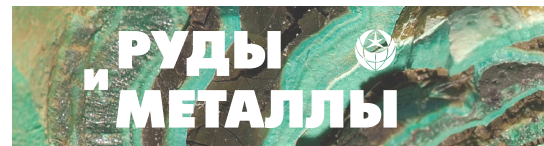
Е. А. Козловский родился 7 мая 1929 г. в селе Довск (Рогачёвский район Гомельской области Белоруссии). В годы Великой Отечественной войны был участником партизанского движения. Пройдя в этот период суровую школу жизни, после окончания в 1948 г. Минского артиллерийского училища, в 1953 г. Московского геологоразведочного института Е. А. Козловский начал трудовую деятельность в геологических организациях

Дальнего Востока. Вскоре он уже руководил геологической партией, а затем – большим коллективом геологов на Дальнем Востоке. С 1965 г. Е. А. Козловский продолжил работу в должности начальника технического управления Министерства геологии РСФСР, члена коллегии министерства. С приходом Евгения Александровича изменилась политика Министерства по отношению к научным исследованиям: разрабатывалась и осуществлялась обширная программа научно-технического прогресса при проведении геологоразведочных работ, освоении новой техники и технологий, организации работ. В 1973 г. Козловский возглавил Всесоюзный научно-исследовательский институт экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. Успешно решая производственные и научные проблемы, возглавляя различные крупные институты и подразделения Министерства геологии страны, Е. А. Козловский заслуженно завоевал известность и славу талантливого организатора и в 1975 г. был назначен министром геологии СССР. На период его руководства Министерством приходятся крупные открытия многих видов полезных ископаемых, существенно обогативших нашу Родину: минерально-сырьевой потенциал страны вырос в два раза.

Период его руководства Министерством геологии СССР по праву относят к золотому веку геологии, а Евгения Александровича называют легендой геологической отрасли. Е. А. Козловский лично принимал участие в открытии месторождений таких важнейших видов минерального сырья, как нефть в Западной Сибири, алмазы близ Архангельска, олово на Дальнем Востоке. При его участии был основан мощный, хорошо оснащённый флот отрасли, базу которого сформировали на Чёрном море, в Мурманске и Владивостоке.

По инициативе Е. А. Козловского на правительственном уровне была утверждена научно-практическая система исследования недр «Космос – воздух – земля – скважина», которая подняла исследование недр на новый научный уровень. Благодаря применению принципиально новой отечественной технологии, научных методов управления и организации работ оказалась возможной проходка уникальной Кольской сверхглубокой скважины.

В деятельности Козловского можно выделить три главных направления: проблемы минерально-сырьевых ресурсов СССР и мира; методики и технологии разведки полезных ископаемых; геологические проблемы окружающей среды. Е. А. Козловский уделял внимание кардинальным геологическим проблемам: строению, составу и эволюции Земли, комплексному изучению земной коры. Он успешно осуществлял руководство Межведомственным научным



ПОСВЯЩАЕТСЯ ПАМЯТИ

советом по проблемам изучения недр Земли и сверхглубокого бурения Государственного комитета по науке и технике СССР.

Козловским создана научная школа, положившая начало новым подходам к системам управления, в том числе технологическими процессами в разведке месторождений на основе геолого-экономического моделирования. Этим вопросам посвящены монографии: «Кибернетические системы в разведочном бурении» (1985), «Геолого-экономическая модель: новые принципы разведки и организации работ» (1989), «Управление геологоразведочным производством», «Кибернетический аспект» (1990) и др. Е. А. Козловский являлся научным руководителем международного проекта ЮНЕП – Юнеско – СССР «Охрана литосферы как компоненты окружающей среды». Под его руководством подготовлена двухтомная монография «Гидрогеологические основы охраны подземных вод», в составлении которой принимали участие учёные СССР, Франции, США, Чехословакии, Венгрии, Греции и Нидерландов. Будучи президентом XXVII сессии Международного геологического конгресса (МГК), профессор Е. А. Козловский провёл огромную работу по подготовке и проведению крупнейшего форума геологов мира. Организация этого конгресса получила высочайшую оценку советских и зарубежных участников, и, по их мнению, ни один последующий конгресс не смог достичь уровня XXVII МГК. Многие годы Евгений Александрович осуществлял большую научно-редакторскую деятельность: он являлся главным редактором многотомного издания «Геология СССР», «Горная энциклопедия» (в 5 т.), монографий «Кольская сверхглубокая», «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», «Справочника инженера по разведочному бурению», а также первооткрывателем ряда месторождений, автором свыше 40 открытий и изобретений. Е. А. Козловский активно участвовал в научно-практической деятельности, будучи председателем, заместителем председателя и членом ряда научных советов и комиссий Президиума Совета министров СССР, Государственного комитета по науке и технике, Академии наук СССР, Академии народного хозяйства СССР, учёных советов Московского геологоразведочного института, Санкт-Петербургского горного института, Президиума Госсовета РФ и Правительства России.

За большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы страны Е. А. Козловский удостоен звания Героя Социалистического Труда, лауреата Ленинской (1964) и государственных премий РФ (1998, 2002), почётных званий «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР», «Заслуженный геолог России», а также званий «Почётный разведчик недр», «Почётный нефтяник», «Почётный работник газовой промышленности», «Почётный работник угольной промышленности». Он награждён двумя орденами Ленина, орденами Трудового Красного Знамени, «Знак Почёта», «За заслуги перед Отечеством» III и IV степени, знаком «Шахтёрская слава» трёх степеней. Е. А. Козловский избирался депутатом Верховного Совета СССР (1976–1989), кандидатом в члены ЦК КПСС (1976–1989), членом ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ.

Е. А. Козловский входит в плеяду выдающихся геологов России и навсегда останется в истории отечественной геологии. ФГБУ «ЦНИГРИ» выражает глубокие соболезнования родным и близким Евгения Александровича. Его высокий авторитет в геологии и обществе основан на огромном жизненном опыте, объективности, честности и смелости суждений, твёрдой гражданской позиции, бескорыстном служении Родине. Его кончина – огромная утрата для всей страны.

Редакция: *Г. В. Вавилова, О. А. Грибовская, В. С. Жаркова*
Вёрстка: *О. А. Грибовская, В. Ю. Козлова, А. Н. Стукалина*
Оригинал-макет: *А. С. Рязанцева*
Фото на обложке (малахит): <https://zicana.com/portfolio/malachite/>

Подписано в печать 19.04.22 г. Формат 290 × 205. Бумага листовая. Печать цифровая
Отпечатано в ФГБУ «ЦНИГРИ»: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:
117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГБУ «ЦНИГРИ»
Телефон: 8 (495) 315-28-47
Факс: 8 (495) 315-43-47
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru
Сайт: <http://www.rm.tsnigri.ru>