

ISSN 0869-5997

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

ORES AND METALS



2/2024

www.geology-prosperity.com

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ 2/2024

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, 2023

Журнал издаётся при поддержке Международной ассоциации по генезису рудных месторождений



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Наумов Евгений Анатольевич

главный редактор
первый заместитель генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Иванов Анатолий Иннокентьевич

заместитель главного редактора
и. о. генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Пирайно Франко

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

Жаркова Вера Сергеевна

заместитель главного редактора
по редакционно-издательской деятельности
заместитель начальника редакционно-оформительского
отдела ФГБУ «ЦНИГРИ»

Аракчеев Дмитрий Борисович

генеральный директор ФГБУ «Росгеолфонд»
кандидат технических наук

Бозкая Гульчан

доктор наук, профессор инженерно-геологического факультета
Университета Памуккале, Турция

Волчков Алексей Гордеевич

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

Вымазалова Анна

Чешская геологическая служба, г. Прага, Чешская Республика

Голубев Юрий Конкордьевич

начальник отдела 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

начальник отдела металлогении ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор 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

начальник отдела минералогии,
изотопной геохимии месторождений
благородных и цветных металлов ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Кузнецов Владимир Вениаминович

начальник отдела цветных
металлов ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Мишенин Сергей Григорьевич

начальник отдела
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

ведущий научный сотрудник ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
действительный член АН РС(Я)

Фридовский Валерий Юрьевич

директор ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
профессор

Черных Александр Иванович

советник управляющего директора ООО «УК Полюс»
кандидат геолого-минералогических наук

ORES AND METALS 2/2024

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, 2023

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



EDITORIAL BOARD

Evgeniy A. Naumov

Editor-in-chief
Deputy Director, FSBI TsNIGRI
PhD

Anatoly I. Ivanov

Deputy editor-in-chief
Acting General Director, FSBI TsNIGRI
PhD

Franco Pirajno

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

Vera S. Zharkova

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

Dmitry B. Arakcheev

General Director, FSBI Rosgeolfond
PhD

Gülcan Bozkaya

Dr., Professor, Department of Geological Engineering
Pamukkale University, Turkey

Alexey G. Volchkov

Head of mineral base scientific
and methodical division, 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

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

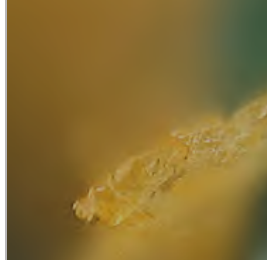
Leading researcher, IGABM SB RAS
PhD, Full member of SB RAS

Valery Yu. Fridovsky

Director, IGABM SB RAS
PhD, Professor

Alexander I. Chernykh

Advisor to Managing Director, Polyus PJSC
PhD



СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

**Аленичева А. А., Касаткин Н. С.,
Юрченко Ю. Ю., Зубова Т. Н.,
Шатов В. В., Сергеев С. А.**

Выявление новых объектов,
перспективных на молибден-медно-
порфировое оруденение при создании
Госгеолкарты-1000/3 на примере
листов О-55, О-56 (Северное Приохотье,
Магаданская область)

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Ефанова Л. И., Ковальчук Н. С.,
Майорова Т. П.**

Микропримеси в пирите золоторудных
проявлений хребта Манитанырд
(Полярный Урал)

**Милаушкин М. В., Мальковец В. Г.,
Гибшер А. А., Яковлев И. В.,
Тычков Н. С.**

Минералогия гранатов
из кимберлитовой трубки Юбилейная
и тела Отторженец

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Извекова А. Д., Дамдинов Б. Б.,
Рампилов М. О.**

Редкоземельная минерализация в рудах
Гурвунурского апатит-магнетитового
месторождения (Озёрнинский рудный
узел, Западное Забайкалье)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД

Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.

Диагностические признаки рутила
и касситерита из шлиховых проб
по данным ИК-микроскопии

APPLIED METALLOGENY

**Alenicheva A. A., Kasatkin N. S.,
Yurchenko Yu. Yu., Zubova T. N.,
Shatov V. V., Sergeev S. A.**

Identification of new objects promising
for porphyry molybdenum-copper
mineralization when creating the State
geological map 1000/3: Sheets O-55, O-56
(Northern Priokhotye, Magadan region)
as an example

METHODS AND TECHNIQUES OF MINERAL DEPOSITS FORECASTING, PROSPECTING AND EXPLORATION

**Efanova L. I., Kovalchuk N. S.,
Mayorova T. P.**

Microimpurities in pyrite of gold ore
occurrences of the Manitanyrd ridge
(the Polar Urals)

**Milaushkin M. V., Malkovets V. G.,
Gibsher A. A., Yakovlev I. V.,
Tychkov N. S.**

Mineralogy of garnets from
the Jubileinaya kimberlite pipe
and Ottorzhenets kimberlite body

GEOLOGY OF THE ORE DEPOSITS

**Izvekova A. D., Damdinov B. B.,
Rampilov M. O.**

Rare-earth mineralization in ores
of the Gurvunur apatite-magnetite
deposit (Ozerny ore cluster,
Western Transbaikalia)

COMPOSITION AND PROPERTIES OF ROCKS AND ORES

Khachatryan G. K., Anashkina N. E.

Diagnostic features of rutile and cassiterite
from heavy mineral concentrate samples,
according to the IR microscopy data

5

28

46

55

69



Выявление новых объектов, перспективных на молибден-медно-порфировое оруденение при создании Госгеолкарты-1000/3 на примере листов О-55, О-56 (Северное Приохотье, Магаданская область)

Аленичева А. А.¹, Касаткин Н. С.^{1,2}, Юрченко Ю. Ю.¹, Зубова Т. Н.¹, Шатов В. В.¹, Сергеев С. А.¹

¹ ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия; ² ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский Горный университет императрицы Екатерины II», г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. По результатам создания Госгеолкарты 1000/3 листов О-55, О-56 на территории Магаданской области выделены новые рудные узлы: Мотыклейский, Чистоозёрный и Павловичский, перспективные на молибден-медно-порфировое оруденение. Минерализация порфирового типа связана с Приохотским плутоническим поясом альб-сеноманских гранитоидов магаданского комплекса известково-щелочной серии ($K/Na < 1$). Преобладают порфировидные тоналиты и кварцевые диориты магнетитовой серии I типа, нередко адакитового состава. Оруденение вмещают островодужные юрско-нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования. Связь оруденения с гранитоидами обоснована U-Pb SIMS SHRIMP и Re-Os TIMS датированием. Минерализация в потенциальных рудных узлах проявлена обширными полями гидротермально-метасоматических изменений (пропилитов и кварц-серицит-пиритовых метасоматитов). Даны рекомендации проведения дальнейших крупномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ на площади потенциальных рудных узлов.

Ключевые слова: Мотыклейский, Чистоозёрный, Павловичский рудные узлы, Cu-Mo-Au порфировое оруденение, порфировидные гранодиориты-тоналиты, кварцевые диориты, адакиты, U-Pb SHRIMP датирование, Re-Os изохронные даты.

Для цитирования: Аленичева А. А., Касаткин Н. С., Юрченко Ю. Ю., Зубова Т. Н., Шатов В. В., Сергеев С. А. Выявление новых объектов, перспективных на молибден-медно-порфировое оруденение при создании Госгеолкарты-1000/3 на примере листов О-55, О-56 (Северное Приохотье, Магаданская область). Руды и металлы. 2024. № 2. С. 5–27. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10006.

Identification of new objects promising for porphyry molybdenum-copper mineralization when creating the State geological map 1000/3: Sheets O-55, O-56 (Northern Priokhotye, Magadan region) as an example

Alenicheva A. A.¹, Kasatkin N. S.^{1,2}, Yurchenko Yu. Yu.¹, Zubova T. N.¹, Shatov V. V.¹, Sergeev S. A.¹

¹ A. P. Karpinsky All-Russian Scientific Research Geological Institute, St. Petersburg, Russia

² St. Petersburg Mining University of Empress Catherine II, St. Petersburg, Russia

Annotation. The Motykleisky, Chistoozerny, and Pavlovichsky new ore clusters promising for porphyry molybdenum-copper mineralization have been identified in the Magadan region due to results of creation of the State Geological Map 1000/3, sheets O-55, O-56. The porphyry-type mineralization is associated with the Priokhotsky plutonic belt of Albian-Cenomanian granitoids of the Magadan suite of the calcareous-alkaline series ($K/Na < 1$). The granitoids are dominated by porphyritic tonalites and quartz diorites of type I magnetite series, often adakitic in composition. The mineralization is accommodated by the Jurassic-Lower Cretaceous island-arc sedimentary-volcanic formations. Relationship between the mineralization and granitoids is substantiated by the U-Pb SIMS SHRIMP and Re-Os TIMS dating. In potential ore clusters, the mineralization is manifested by extensive fields of hydrothermal-metasomatic alterations (propylites and quartz-sericite-pyrite metasomatites). Recommendations are given for follow-up large-scale geological survey and prospecting in the area of the potential ore clusters.

Keywords: The Motyklei, Chistoozerny, and Pavlovichi ore clusters; Cu-Mo-Au porphyry mineralization; porphyritic granodiorite-tonalites; quartz diorites; adakites; U-Pb SHRIMP dating; Re-Os isochron dates.

For citation: Alenicheva A. A., Kasatkin N. S., Yurchenko Yu. Y., Zubova T. N., Shatov V. V., Sergeev S. A. Identification of new objects promising for porphyry molybdenum-copper mineralization when creating the State geological map 1000/3: Sheets O-55, O-56 (Northern Priokhotye, Magadan region) as an example. Ores and metals. 2024. No. 2. pp. 5–27. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10006.



Введение. Создание государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения (Госгеолкарта-1000/3) является одним из важнейших этапов региональных геолого-съёмочных работ, главный результат которых – прогнозная оценка территорий на высоколиквидные и стратегические виды полезных ископаемых с выделением перспективных рудных объектов для дальнейшего изучения. Работы по созданию Госгеолкарты-1000/3 листов О-55-Талон, О-56-Магадан выполнялись в рамках объекта Института им. А. П. Карпинского «Создание и подготовка к изданию государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения по группе листов территории Российской Федерации в 2021–2023 годах».

В соответствии с государственным заданием Роснедр РФ при создании Госгеолкарты-1000/3 листов О-55, О-56 решалась геологическая задача по уточнению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и локализации перспективных участков на площади листов. На основе комплексного анализа материалов предшественников, комплектов карт геофизических и геохимических основ масштаба 1 : 1 000 000 и результатов проведённых аналитических исследований каменного материала, отобранного во время полевых работ в Магаданской области в 2021–2022 гг., выделены новые металлогенетические таксоны в ранге потенциальных рудных узлов (РУ) – Мотыклейский, Чистоозёрный и Павловичский, перспективные на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение (рис. 1).

Методы исследований. Все исследования проводились в Центральной лаборатории (ICP-MS, AAS, РСФА, РЭМ) и Центре изотопных исследований (локальный U-Pb SIMS SHRIMP-II, изохронный Re-Os методы, определение РЗЭ в цирконах) ФГБУ «Институт Карпинского».

Исследования химического состава пород проводились рентгеноспектральным флуоресцентным анализом (РСФА) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 ф. ARL (Швейцария),

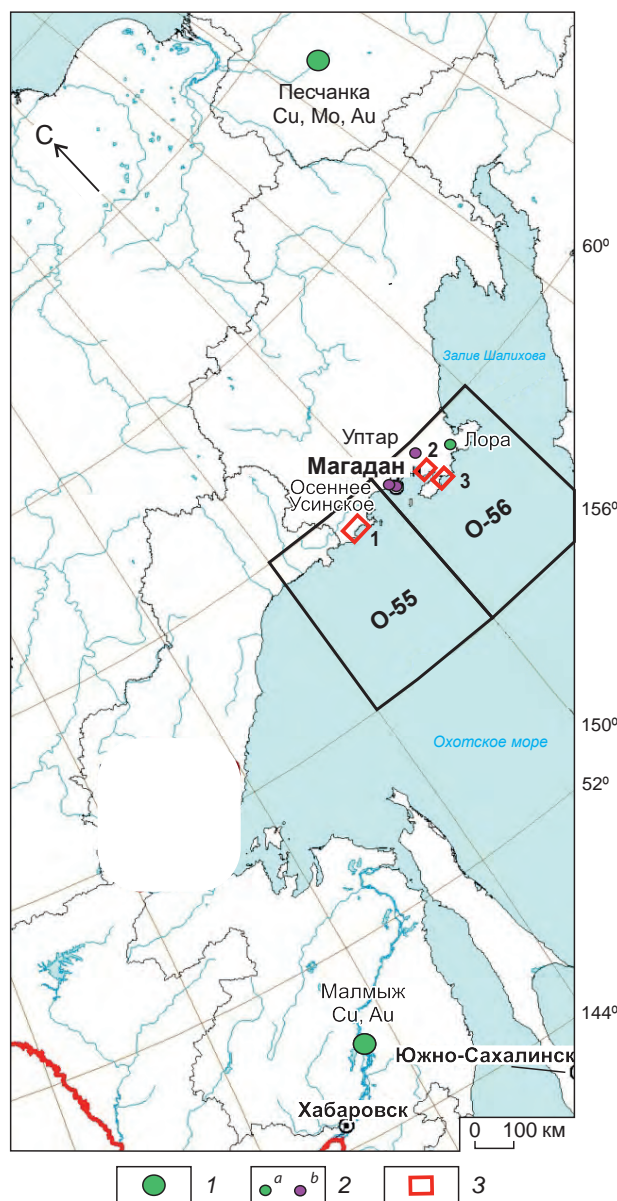


Рис. 1. Расположение листов О-55, О-56 и контуры выявленных потенциальных рудных узлов:

1 – крупные порфировые месторождения; 2 – порфировые проявления (а – Cu, Au; b – Mo); 3 – потенциальные рудные узлы: Мотыклейский (1), Чистоозёрный (2); Павловичский (3)

Fig. 1. Location of sheets O-55, O-56 and outlines of identified potential ore clusters:

1 – large porphyry deposits; 2 – porphyry occurrences (a – Cu, Au; b – Mo); 3 – potential ore clusters: Motykleisky (1), Chistoozerny (2) Pavlovichsky (3)



определение благородных металлов, микроэлементов и редких земель ICP-MS, AAS) – на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN-DRC-e (Perkin Elmer) и Agilent 7700x (Agilent Technologies).

Оптико-микроскопический анализ выполнен на препаратах (аншлиф/прозрачно-полированный шлиф), изготовленных из штучных проб, отобранных из минерализованных зон. Изучение минеральных агрегатов в препаратах проводилось на оптическом микроскопе ПОЛАМ-Р312, оснащённом видеоокулярном. Микрорентгеноспектральные исследования рудных минералов в препаратах выполнялись на растровом электронном микроскопе (РЭМ) VEGA 3 фирмы TESCAN (Чехия), оснащённом высокоскоростным детектором вторичных электронов SE «Ultim Max» фирмы «Oxford Instruments» (Великобритания), детектором вторичных электронов BSE и системой микроанализа Aztec ЭДС (аналитик О. А. Яковлева).

Геолого-структурное и металлогеническое районирование. Глобальный тектонический фактор выделения перспективных рудных объектов – их расположение в зоне конвергентного взаимодействия Евразийской окраины континента с Тихоокеанской плитой и островными дугами [3], где в результате субдукции океанической коры формируются большие объёмы окисленной гранитоидной магмы, генерирующей оруденение порфиорового типа. К структурам регионального порядка, выделенным на территории листов, относятся пермско-раннемеловая Охотско-Тайгоноская палеостроводужная система, позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальский вулканогенный пояс и Приохотский магматический пояс, проявленный крупными плутонами гранитоидов позднеальб-сеноманского возраста. Формирование гранитоидов происходило в обстановке коллизионного сжатия при переходе от субдукции к скольжению тектонических плит [10]. Синдвиговые деформации вызывают декомпрессию верхней мантии, плавление слэба и внедрение потенциально рудоносных известково-щелочных магнезиальных корово-мантийных гранитоидов *S* и *I* типа. С мезозойскими вулканоплутониче-

скими поясами Тихоокеанского складчатого обрамления на Дальнем Востоке России связаны такие крупные месторождения порфиорового типа, как Малмыж и Песчанка Сихотэ-Алиньской и Охотско-Чукотской минерагенических провинций соответственно [9, 11]. С ранне-позднемеловыми порфиоровыми интрузиями (~ 100 млн лет) на Центральном Сихотэ-Алине кроме золото-медно-порфиорового месторождения Малмыж ассоциирует целый ряд Cu-Au и Cu-Au-Mo проявлений [9]. В южной части Охотско-Чукотской минерагенической провинции в Магадан (Челомджа)-Ямской и Кони-Пьягинской минерагенических зонах (МЗ) в пределах площади листов О-55, О-56 профилирующее Cu-Au и Cu-Au-Mo-порфиоровое оруденение также связано с альб-сеноманским магматизмом [1, 5]. К порфиоровым объектам на площади листов относятся рудопроявления Лора, Мыс Павловича (Викинг), Уптар, Усинское, Оксинское, и Осеннее (см. рис. 1). Объекты ранга месторождений с утверждёнными в ГКЗ запасами меди, молибдена и золота на площади листов не выявлены.

Геология и рудоносные магматические комплексы. Оруденение порфиорового типа в потенциальных рудных объектах приурочено к юрским и верхнеюрско-нижнемеловым островодужным осадочно-вулканогенным образованиям, которые интродуцируются гранитоидами магаданского плутонического комплекса. Вмещающими породами служат смятые в складки базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и их туфы, а также туфопесчаники, туфоалевролиты, глинистые сланцы позднеюрско-раннемеловых момолтыкичского и сигланского комплексов и раннемеловых пьягинского и поперечного вулканических комплексов. На дискриминационной диаграмме рассеянных элементов (ICP-MS) La-Y-Nb [13] фигуративные точки вулканитов сигланской свиты попадают в поле островодужных толеитов, часть точек момолтыкичской свиты локализуется в поле островодужных толеитов, часть – в поле переходных пород от островодужных толеитов к известково-щелочным базальтам, также как и раннемеловыми

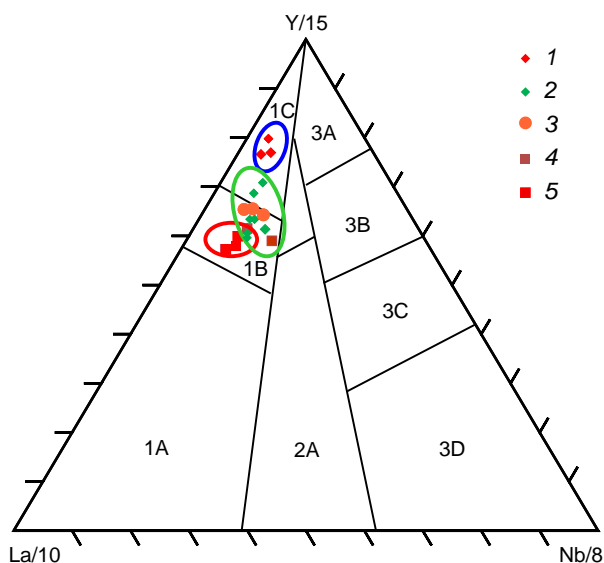


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма La-Y-Nb [13] для верхнеюрских–нижнемеловых базальтов Удско-Мургалского вулканогенного пояса и Охотско-Тайгонской палеоостроводужной системы:

1 – сигланская свита (J_3 – K_1); 2 – момолтыкичская свита (J_3 – K_1) (U-Pb – 145–137 млн лет); 3 – поперечная свита K_1 (U-Pb – 124–128 млн лет); 4 – пъягинская свита K_1 (U-Pb – 101–110 млн лет); 5 – дайки базальтов K_1 (U-Pb – 110–102 млн лет); 1 – базальты вулканических дуг (1A – известково-щелочные, 1C – островодужные толеиты, 1B – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты, перекрытие полей), 2 – континентальные базальты, 3 – океанические базальты

Fig. 2. Discrimination diagram La-Y-Nb [13] for Upper Jurassic-Lower Cretaceous basalts of the Uda-Murgal volcanicogenic belt and the Okhotsk-Taigonos paleo-island arc system:

1 – Siglan Formation (J_3 – K_1); 2 – Momoltyk Formation (J_3 – K_1) (U-Pb – 145–137 Ma); 3 – Poperechnaya formation K_1 (U-Pb – 124–128 Ma); 4 – Pyaginskaya formation K_1 (U-Pb – 101–110 Ma); 5 – K_1 basalt dikes (U-Pb – 110–102 Ma); 1 – basalts of volcanic arcs (A – calc-alkaline, C – island-arc tholeiites, B – calc-alkaline basalts and island-arc tholeiites: the fields overlapping), 2 – continental basalts, 3 – oceanic basalts

вые базальтоиды поперечной и пъягинской свит (рис. 2).

Гранитоиды, с которыми ассоциирует Cu-Mo и Cu-Au-Mo оруденение, по петрохимии

и возрасту, обоснованному изотопно-геохронологическими данными [2], выделены в позднеальб-сеноманский магаданский комплекс в составе южного отрезка Приохотского плутонического пояса, впервые выделенного В. И. Шпикерманом [12]. В пределах потенциальных РУ породы комплекса слагают интрузивные массивы Мотыклейский, Малоойринский, Мыс Речной, Анкара, Павловичский.

Устанавливаются три основные фазы внедрения пород магаданского комплекса: наиболее ранняя – габбродиоритов, диоритов, диорит-порфиров и кварцевых диоритов, вторая фаза – гранодиоритов, порфировидных тоналитов и поздняя фаза – плагиогранит-порфиров, лейкогранитов, микротоналит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров и даек лейкогранитов и аплитов. Преобладают порфировидные гранодиориты–тоналиты и кварцевые диориты (рис. 3). Плагиоклаз (до 60 %) чаще всего образует крупные вкрапленники с размером до 1,5–2,4 мм по удлинению и мелкие зёрна длиннопризматического облика, вместе с кристаллами биотита погружённые в более мелкозернистую основную массу плагиоклаза и роговой обманки. По углу погасания двойников плагиоклаз чаще относится к андезину (№ 43–47). Кварц в кварцевых диоритах (до 20 %) формирует зёрна ксеноморфного облика, которые заполняют интерстиции между зёрнами полевых шпатов, а также образуют включения в них. Калишпат ксеноморфен, пелитизирован, помимо зёрен формирует редкие микропегматитовые сростки с кварцем. Роговая обманка образует идиоморфные порфировидные зёрна и обычно ксеноморфные выделения в основной массе. Моноклинный пироксен содержится в виде редких мелких призматических зёрен и реликтов в роговой обманке. Биотит бурый, как правило, ксеноморфен, замещается агрегатом хлорита и рудного минерала. В составе аксессуарных минералов преобладает магнетит (2–3 мас. %), другие аксессуары представлены апатитом, цирконом, сфеном, рутилом, монацитом, ортитом.

Вторичные гидротермально-метасоматические изменения выражаются в развитии

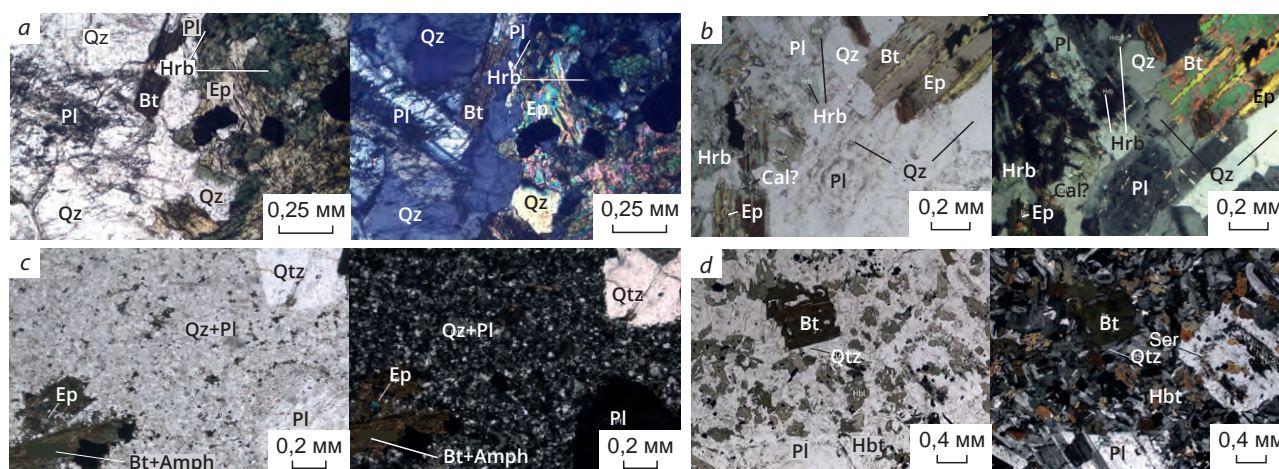


Рис. 3. Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов, слева без анализатора, справа с анализатором:

a – биотит-роговообманковый порфировидный тоналит (52056/1, Павловичский массив); *b* – кварцевый диорит (41036/3, рудоносный шток Мыс Речной); *c* – плагиогранит-порфир (21505/1, Магаданский батолит); *d* – амфибол-биотитовый диорит (31045/3, Ойринский массив); Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Ep – эпидот, Hrb – роговая обманка, Cpx – клинопироксен, Ser – серицит, Cal – кальцит, Hbt – геденбергит, Amf – амфибол

Fig. 3. Microphotographs of polished transparent sections (without analyzer, on the left; with analyzer, on the right):

a – porphyritic biotite-hornblende tonalite (52056/1, Pavlovichsky massif); *b* – quartz diorite (41036/3, ore-bearing stock Mys Rechnoy); *c* – plagiogranite-porphyr (21505/1, Magadan batholith); *d* – amphibole-biotite diorite (31045/3, Oirinsky massif); Qz – quartz, Pl – plagioclase, Bt – biotite, Ep – epidote, Hrb – hornblende, Cpx – clinopyroxene; Ser – sericite; Cal – calcite, Hbt – hedenbergite, Amf – amphibole

серицитового агрегата (Ser ~ 2 %) по плагиоклазу. Эпидот отмечается в редких зёрнах удлинённого облика, которые развиваются по биотиту. Эпидот также наблюдается в самостоятельных зёрнах размером до 0,1 мм совместно с агрегатами мелкочешуйчатого хлорита (размер лейст ~ 0,02 мм). Хлорит образует самостоятельные удлинённые кристаллы размером до 0,5 мм, для таких зёрен также характерна тесная ассоциация с эпидотом/клиноцоизитом.

Изученные гранитоиды диорит-тоналит-плагиогранитовой формации образуют тренд магматической дифференциации с содержанием SiO₂ от 56 до 76 мас. %, относятся к известково-щелочной серии нормального ряда с подчинённым количеством умеренно-щелочных гранитов и монзонитов (рис. 4, *a, b*), натрий преобладает над калием при соотношении K₂O/Na₂O = 0,2–0,86. На классификационной диаграмме SiO₂–K₂O породы в ос-

новном располагаются в поле низкокальциевых разновидностей, что согласуется с преобладанием в составе магаданского комплекса тоналитовых гранодиоритов и кварцевых диоритов, а в поле высококальциевых пород попадают гранодиориты проявления Уптар. Диаграмма Al/(Na + K)–Al/(Ca + Na + K) определяет состав гранитоидов от умеренно- до высокоглинозёмистых и характеризует их как I тип (см. рис. 4, *c*). Соотношение Fe₂O₃/FeO > 0,4 во всех петрографических разновидностях указывает на окисленный тип пород магнетитовой серии (см. рис. 4, *d*).

Гранитоиды магаданского комплекса характеризуются фракционированным распределением редкоземельных элементов, сумма которых ΣREE = 30–90 ppm при отношении La/Yb = 5–6, обогащением лёгкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжёлых (HREE); нормированные по хондриту графики REE демонстрируют отсутствие

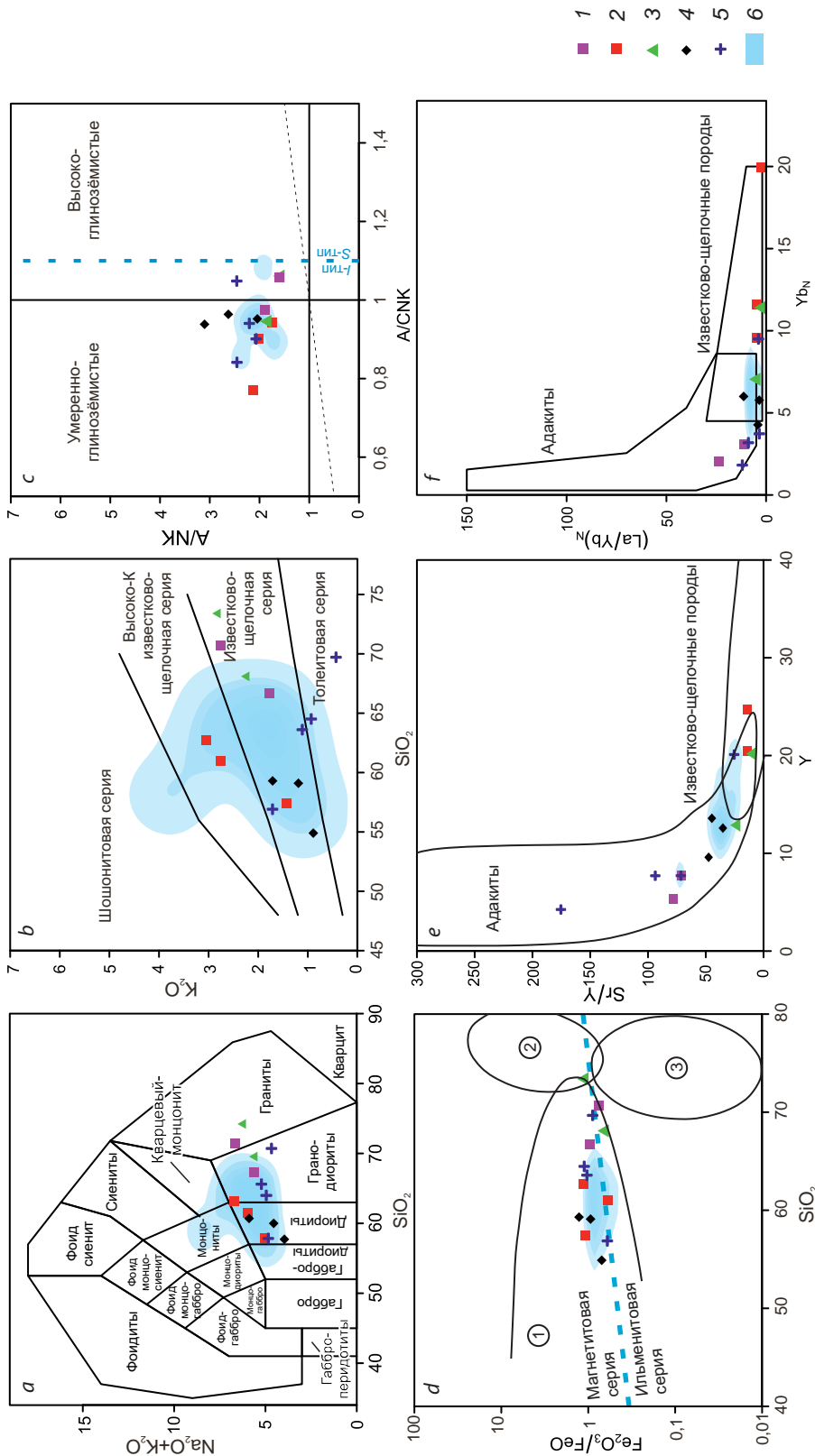


Рис. 4. Классификационные диаграммы для изученных гранитоидов магаданского комплекса:

a – SiO_2 –($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) [19]; *b* – SiO_2 – K_2O [20]; *c* – $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ – $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ [14]; *d* – $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – SiO_2 , определяющая породы магнетитовой и ильменитовой серий [17]; *e*, *f* – Sr/Y – Y и $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ – Yb_{N} с полями составов адакитов и нормальных известково-щелочных пород [15]; рудопроявления: 1 – Усинское, 2 – Уптар, потенциальные РУ: 3 – Павловичский, 4 – Чистоозёрный, 5 – Мотыклейский; 6 – адакиты Магаданского комплекса

Fig. 4. Classification diagrams for the studied granitoids of the Magadan suite:

a – SiO_2 –($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) [19]; *b* – SiO_2 – K_2O [20]; *c* – $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ – $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ [14]; *d* – $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – SiO_2 , defining the ilmenite series [17]; *e*, *f* – Sr/Y – Y and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ – Yb_{N} with composition fields of adakites and normal calc-alkaline rocks [15]; ore occurrence: 1 – Ussinsk, 2 – Uptar; potential ore cluster: 3 – Pavlovichsky, 4 – Chistoozerny, 5 – Motykleisky; 6 – adakites of the Magadan suite

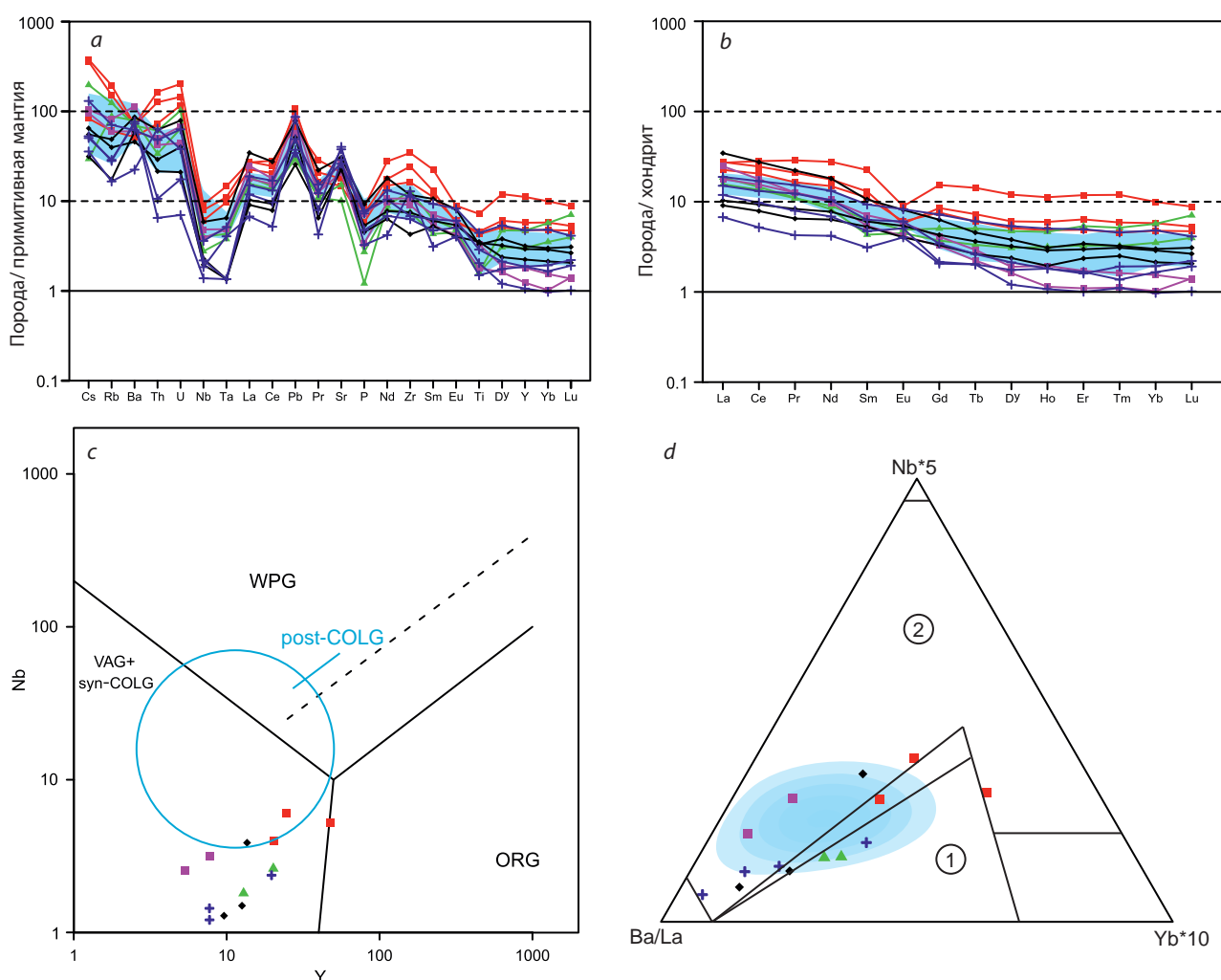


Рис. 5. Классификационные диаграммы для изученных гранитоидов магаданского комплекса:

a – диаграммы микроэлементов (г/т), нормированных по примитивной мантии [22]; *b* – диаграммы REE (г/т), нормированных по хондриту [18]; *c* – диаграмма Nb–Y, с полями гранитных пород, образовавшихся в геодинамических обстановках: синколлизийных (syn-COLG), постколлизийных (post-COLG), вулканических дуг (VAG), внутриплитных (WPG) и океанических хребтов (ORG) [21]; *d* – дискриминационная диаграмма Nb–Ba/La–Yb, г/т [16]: 1 – поле надсубдукционных магматических пород островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины), 2 – поле магматических пород границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг); остальные усл. обозн. см. рис. 4

Fig. 5. Classification diagrams for the studied granitoids of the Magadan suite:

a – diagrams of trace elements (g/t), normalized to the primitive mantle [22]; *b* – REE diagrams (g/t) normalized to the chondrite [18]; *c* – Nb–Y diagram, with fields of granite rocks formed in geodynamic settings: syn-collisional (syn-COLG), post-collisional (post-COLG), volcanic arcs (VAG), intraplate (WPG) and oceanic ridges (ORG) [21]; *d* – discrimination diagram Nb–Ba/La–Yb, g/t [16]: 1 – field of supra-subduction igneous rocks of island arcs and continental margins (convergent margins), 2 – field of igneous rocks of slip boundaries (transform margins of continents and island arcs); for other legend see fig. 4

Табл. 1. Геохимические параметры изученных гранитоидов магаданского комплекса, отвечающие составу адакитов

Table 1. Geochemical parameters of the studied granitoids of the Magadan suite, corresponding to the adakite composition

| № | Номер пробы авторский | Геохимические параметры, г/т | | | | | | | | | U-Pb возраст, млн лет |
|----|-----------------------|------------------------------|------|------|-----|------|------|------|------|-------|-----------------------|
| | | SiO ₂ | MgO | K/Na | Sr | Y | Zr | Yb | Sr/Y | La/Yb | |
| 1 | 31028/2 | 62,1 | 2,25 | 0,8 | 404 | 15,5 | 105 | 1,85 | 26 | 6,7 | 103 ± 1 |
| 2 | 31040/1 | 63,1 | 2,03 | 0,4 | 472 | 13,1 | 102 | 1,34 | 36 | 9,9 | |
| 3 | 31041/2 | 65,5 | 1,86 | 0,5 | 402 | 13,1 | 118 | 1,3 | 31 | 8,8 | |
| 4 | 31045/3 | 56,2 | 4,43 | 0,3 | 463 | 12,8 | 65,6 | 1,24 | 36 | 6,3 | |
| 5 | 51104/1 | 64,1 | 1,89 | 0,4 | 452 | 11,8 | 87,8 | 1,03 | 38 | 10,1 | |
| 6 | 51056/1 | 58,1 | 1,96 | 0,8 | 575 | 13,4 | 73,8 | 1,15 | 43 | 9,5 | 91 ± 1 |
| 7 | 91044/1 | 58,8 | 2,53 | 0,3 | 605 | 16,8 | 167 | 1,63 | 36 | 8,1 | |
| 8 | 91052/1 | 65,6 | 0,97 | 0,7 | 563 | 7,79 | 77,8 | 0,86 | 72 | 12,8 | 88 ± 1 |
| 9 | КО-14 | 62,4 | 2,56 | 0,52 | 443 | 13 | 7,32 | 1,42 | 34 | 7,3 | |
| 10 | 32061/1 | 63,8 | 1,61 | 0,3 | 751 | 8,01 | 71,5 | 0,73 | 94 | 13,3 | 100 ± 1 |
| 11 | 32062/3 | 64,7 | 1,34 | 0,2 | 800 | 4,56 | 66,2 | 0,43 | 175 | 17,9 | |
| 12 | 41012/1 | 60,5 | 2,5 | 0,4 | 483 | 19,6 | 145 | 1,95 | 25 | 6,9 | 102 ± 1 |
| 13 | 41036/3 | 59,1 | 3,24 | 0,4 | 445 | 12,6 | 78,8 | 1,27 | 35 | 5,3 | 100 ± 1 |
| 14 | 41036/1 | 54,9 | 3,73 | 0,3 | 458 | 9,61 | 44,8 | 0,94 | 47 | 6,3 | |
| 15 | 61038/1 | 59,3 | 3,62 | 0,4 | 610 | 13,6 | 123 | 1,32 | 45 | 17 | 106 ± 1 |
| 16 | 41046/2 | 66,7 | 1,57 | 0,5 | 552 | 7,77 | 113 | 0,68 | 71 | 16,9 | |
| 17 | 41048/1 | 70,7 | 0,86 | 0,7 | 414 | 5,31 | 94,8 | 0,45 | 78 | 35,6 | |
| 18 | 92093/3 | 69,9 | 0,92 | 0,1 | 574 | 8,02 | 135 | 0,85 | 71 | 5,1 | |
| 19 | 92095/1 | 57,1 | 3,41 | 0,6 | 519 | 20,4 | 118 | 25,4 | 25 | 25,4 | 102 ± 1 |

Примечание. Номера образцов: 1–5 – кварцевые диориты, тоналит, Ойринский массив; 6 – монцонит, Тауйский массив; 7, 8 – диорит, гранодиорит, междуречье рек Яна и Момолтыкис; 9 – кварцевый диорит, массив Антара; 10, 11 – кварцевый диорит, гранодиорит, Малоойринский, Мотыклейский массивы (Мотыклейский РУ); 12 – Магаданский батолит; 13–15 – кварцевый диорит, диорит, диоритовый порфирит, Мыс Речной (Чистоозёрный РУ); 16, 17 – тоналит, гранит, Магаданский батолит (Усинское рудопроявление); 18, 19 – гранодиорит, диорит, массив Онацевича (Мотыклейский рудный район).

или небольшую положительную аномалию европия (рис. 5, *b*). Гранитоиды обеднены и высокозарядными элементами (HFSE): Nb = 2–3,5 г/т, Hf = 1,2–3,2 г/т, Ta = 0,9 г/т, Th = 4,2 г/т, обогащены некоторыми литофильными элементами (LILE) (Cs, Ba и Sr) (см. рис. 5, *a*).

Распределение REE в гранитоидах молибденового проявления Уптар отличается неглубоким отрицательным минимумом на фоне общего обогащения REE и более слабого их фракционирования (см. рис. 5, *b*).

На вариационной диаграмме Sr/Y–Y часть изученных гранитоидов магаданского комплекса попадает в поле интрузивных пород (см. рис. 4, *e, f*), отвечающих типовым геохимическим параметрам адакитов и характеризуются (табл. 1): повышенными содержаниями SiO₂ > 56 %, Al₂O₃ > 15 %, MgO чаще всего около 3 %, реже до 4,5 %, низкими концентрациями Y и Yb < 18 и 1,9 ppm соответственно, высоким содержанием Sr > 400 ppm, высокими отношениями V/Sc и Sr/Y (40–80) и



отсутствием Eu аномалии [15]. Практический интерес к изучению адакитов состоит в том, что с этим типом пород связано большинство порфировых Cu-Au-Mo месторождений. Формирование адакитов обычно связано с плавлением субдуцируемой океанической коры (слэба) и образованием магм с высоким содержанием Cu и достаточно высокой летучестью кислорода, которые являются двумя основными факторами, определяющими формирование меднопорфирового оруденения [7].

По геодинамической типизации изученные гранитоиды магаданского плутонического комплекса отнесены к альб-сеноманскому коллизионному поясу, сформировавшемуся в синдвиговой обстановке на границе скольжения плит на окраине Азиатского континента, по [10], что не противоречит положению фигуративных точек магаданского комплекса в поле син- и постколлизионных пород на диаграмме [21] (см. рис. 5, с). Анализ микроэлементного состава (Nb–Ba/La–Yb) с использованием дискриминантной диаграммы подтверждает вывод о формировании большей части магаданских гранитоидов в обстановке границ скольжения плит на трансформной континентальной окраине, для некоторой части гранитоидов геодинамическая обстановка трактуется как переходная от надсубдукционной к трансформной (см. рис. 5, d).

Индикаторами геодинамической обстановки также могут служить адакиты, формирование которых связано с плавлением океанической коры в субдукционной обстановке или в постсубдукционной обстановке трансформной окраины по типу Нижней Калифорнии [16].

Изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические данные. Генетическая связь Cu-Mo-порфирового оруденения с магаданскими гранитоидами обоснована полученными изотопно-геохронологическими данными. Измеренные U-Pb возраста цирконов из гранитоидов образуют конкордантные кластеры дат в интервале 95–108 млн лет с пиком магматизма – 100 млн лет. В катодоллюминесцентном изображении кристаллы цирконов демонстрируют гомогенный характер с осцилляторной зональностью, типичной для

магматических цирконов (рис. 6: a^3 , e^3 , c^2 , d^3). С U-Pb датами цирконов (см. рис. 6, a^2 , e^2 , c^1 , d^2) хорошо коррелируются полученные Re-Os изохронные датировки, рассчитанные с использованием программного обеспечения ISOPLOT по пириту (см. рис. 6, a^1), выделенному из кварц-пиритовых прожилков в пункте минерализации меди Сигнал в Мотыклейском РУ, молибдениту проявлений Усинское (см. рис. 6, b^1) и Мыс Павловича (см. рис. 6, d^1). Для всех трёх образцов начальные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,13\text{--}0,65$ указывают на присутствие в источнике рудообразующих флюидов мантийного компонента, также, как и высокие содержания $\text{Re} > 33$ мг/т в молибденитах (табл. 2). Использование двух независимых методов датирования: U-Pb SIMS SHRIMP и Re-Os TIMS изохронного подтверждает связь гидротермального рудообразующего процесса с гранитоидным магматизмом. При этом устанавливаются две стадии рудогенеза: ранняя 108–104 млн лет и поздняя 102–99 млн лет, связанные с последовательными этапами проявления магматизма.

Для оценки потенциальной рудоносности гранитоидов изучались петрохимические и геохимические особенности как породы в целом, так и отдельных минералов – цирконов.

Для магм, генерирующих медно-порфировое оруденение, характерны высокая степень окисления (FMQ+1 до +2), высокое содержание воды (≥ 4 мас. % H_2O) и высокая степень фракционирования. Изученные гранитоиды магаданского комплекса представляют собой окисленные породы магнетитовой серии, содержащие магнетит и титанит. На классификационной диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{SiO}_2$ основная часть фигуративных точек попадает в поле медно-порфировых систем, гранодиориты массива Павловича могут относиться к гранитоидам, специализированным на молибден (см. рис. 4, d).

Авторами выполнено изотопно-геохимическое исследование микроэлементного состава аксессуарных цирконов (REE+Y, Hf, Ti, Pb, U, Th) по методике Центра изотопных исследований ФГБУ «Институт Карпинского» [8] для ряда интрузивных массивов как в потен-

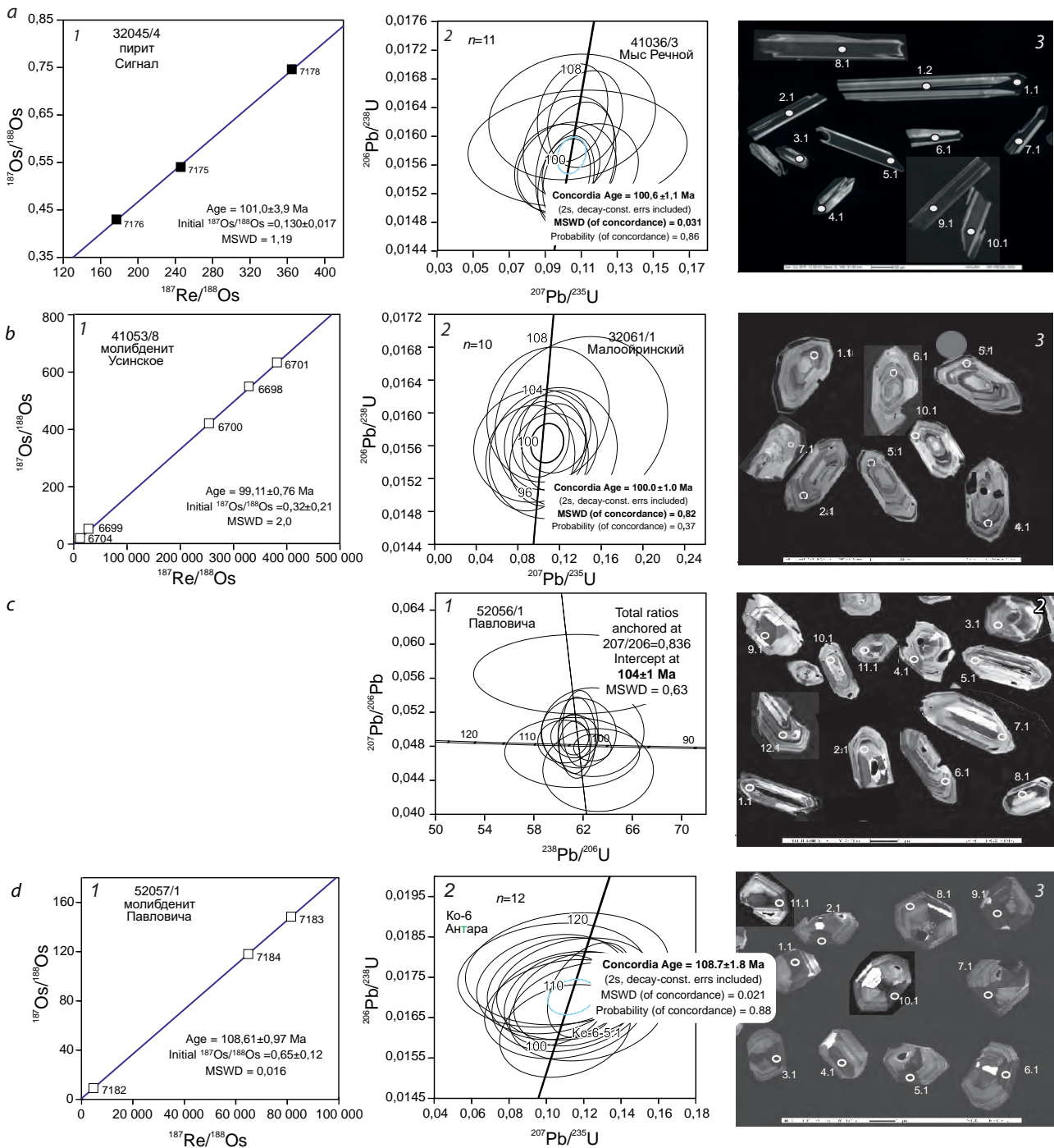


Рис. 6. a^1, b^1, d^1 – Re-Os изохроны по пириту и молибденитам; a^2, b^2, c^1, d^2 – U-Pb-SHRIMP диаграммы с конкордантными кластерами значений возраста цирконов из гранитоидов магаданского комплекса; a^3, b^3, c^2, d^3 – катодолуминесцентное изображение проанализированных цирконов с точками измерений и их номерами

Fig. 6. a^1, b^1, d^1 – Re-Os isochrones from pyrite and molybdenites; a^2, b^2, c^1, d^2 – U-Pb-SHRIMP diagrams with concordant clusters of age values for zircons from granitoids of the Magadan suite; a^3, b^3, c^2, d^3 – cathodoluminescent image of analyzed zircons with measurement points and their numbers



Табл. 2. Результаты Re-Os анализа образцов пирита и молибденита

Table 2. Results of the Re-Os analysis of pyrite and molybdenite samples

| № | Номер авторский | Навеска, мг | Re, ppb | Os, ppb | $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ | $\pm 2\sigma$, % | $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ | $\pm 2\sigma$, % | $\pm 2\sigma$, абс. |
|--------------------------------------|-----------------|-------------|---------|---------|-----------------------------------|-------------------|-----------------------------------|-------------------|----------------------|
| Пирит, Мотыклейский рудный узел | | | | | | | | | |
| 1 | 32045/4 | 114,98 | 6,67 | 0,137 | 245,8 | 1 | 0,5403 | 1,4 | 0,0075 |
| 2 | 32045/4 | 205,74 | 16,3 | 0,458 | 176,9 | 1 | 0,43 | 1,56 | 0,0067 |
| 3 | 32045/4 | 136,41 | 5,29 | 0,313 | 84,13 | 1 | 0,41 | 0,71 | 0,0029 |
| 4 | 32045/4 | 196,31 | 12,4 | 0,176 | 364,8 | 1 | 0,7463 | 1,09 | 0,0081 |
| 5 | 32045/4 | 178,44 | 21,7 | 0,175 | 701,3 | 1 | 1,5072 | 1,18 | 0,0178 |
| 6 | 32045/4 | 186,52 | 14,7 | 0,0694 | 1429 | 1 | 3,2799 | 1,17 | 0,0384 |
| Молибденит, Павловичский рудный узел | | | | | | | | | |
| 1 | 52057/1 | 2,296 | 130 563 | 154 | 79 723 | 1 | 142,87 | 0,4 | 0,57 |
| 2 | 52057/1 | 1,057 | 58 105 | 129 | 4684 | 1 | 9,138 | 0,44 | 0,04 |
| 3 | 52057/1 | 2,073 | 64 960 | 77,6 | 81 543 | 1 | 148,38 | 0,05 | 0,08 |
| 4 | 52057/1 | 2,577 | 63 079 | 76,3 | 64 852 | 1 | 118 | 1,26 | 1,49 |
| 5 | 52057/1 | 2,632 | 52 036 | 66,2 | 30 239 | 1 | 54,03 | 0,92 | 0,49 |
| 6 | 52057/1 | 1,729 | 73 153 | 95,4 | 34 480 | 1 | 64,38 | 1,21 | 0,78 |
| Молибденит, Усинское рудопроявление | | | | | | | | | |
| 1 | 41053/8 | 4,5095 | 66,7 | 70,7 | 328 877 | 1 | 550,31 | 0,39 | 2,14 |
| 2 | 41053/8 | 8,1685 | 101 | 122 | 27 628 | 1 | 45,56 | 0,98 | 0,45 |
| 3 | 41053/8 | 7,0767 | 33,0 | 34,8 | 254 064 | 1 | 421,32 | 0,27 | 1,13 |
| 4 | 41053/8 | 4,9209 | 48,7 | 50,6 | 381 797 | 1 | 626,42 | 0,28 | 1,77 |
| 5 | 41053/8 | 2,9197 | 108 | 182 | 7629 | 1 | 12,962 | 0,36 | 0,05 |

циальных РУ, так и в известных на площади листа О-56 медно-молибден-порфировых проявлениях, таких как Лора, Уптар, Усинское. Сопоставление полученных индикативных характеристик цирконов с крупнейшим на Дальнем Востоке Au-Cu-порфировым месторождением Малмыж позволило отнести к высокопродуктивным на медно-порфировое оруденение только два интрузивных массива – Малоойринский и Мотыклейский в прогнозируемом Мотыклейском рудном узле (табл. 3). Цирконы этих двух интрузий отвечают параметрам, свойственным для высокопродуктивных магм, и характеризуются более высокими отношениями Eu/Eu^* ($> 0,3$), $10\,000 \cdot (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/Y$ (> 1), $(\text{Ce}/\text{Nd})/Y$ ($> 0,01$) и более низкими отношениями Dy/Yb ($< 0,3$) в сопоставлении с непродуктивными магматическими формациями. Отношения (Eu/Eu^*)

и Ce являются индикаторами степени окисления материнского гранитоидного расплава.

Порфировидные кварцевые диориты штокообразной интрузии Мыс Речной (41036/1) Чистоозёрного РУ показали умеренную продуктивность (см. табл. 3).

Мотыклейский потенциальный медно-молибден-золоторудный РУ. Мотыклейский РУ находится в Магаданской области в 150 км к западу от административного центра г. Магадана (см. рис. 1). Геологическая и геохимическая изученность площади ограничивается ГСР масштаба 1 : 200 000 (Е. Г. Песков, 1984), литохимической съёмкой и геохимическими поисками по потокам рассеяния масштабов 1 : 200 000 (В. Ю. Одынец, 1984) и 1 : 50 000 (И. А. Резвушкин, 1989). В результате поисковых работ масштаба 1 : 50 000 (А. Н. Глухов, 2007), охватывающих незначительную юго-

Табл. 3. Геохимические параметры цирконов магаданского плутонического комплекса

Table 3. Geochemical parameters of zircons from the Magadan plutonic suite

| Номер образца авторский | Проявление, интрузивный массив, порода | Возраст, млн лет | Индикативные геохимические параметры циркона – PIZ (Porphyry Indicator Zircons) [8] | | | | | | | Продуктивность |
|---|--|------------------|---|--------|-----------|-------|---------------------|---------|-------------------|----------------|
| | | | Ce/Nd | Eu/Eu* | (Ce/Nd)/Y | Dy/Yb | (10 000 · Eu/Eu*)/Y | Th/U | T °C ¹ | |
| | | | > 1 | > 0,4 | > 0,01 | < 0,3 | > 1 | 0,1–1 | 637–738 | |
| Эталон [8] | Месторождение Малмыж | 98 ± 1 | 10 | 0,6 | 0,02 | 0,16 | 10 | 0,6 | 680 ± 20 | Наивысшая |
| Мотыклейский рудный узел, магаданский плутонический комплекс | | | | | | | | | | |
| 32061/1 | Малоойринское проявление, Малоойринский массив, гранодиорит порфиоровидный | 100 ± 1 | 15,6 | 0,53 | 0,024 | 0,21 | 6,9 | | 677 | Наивысшая |
| 32049/1 | Мотыклейский массив, габбродиорит | 100 ± 1 | 5,9 | 0,88 | 0,011 | 0,17 | 13,9 | | 512 | Высокая |
| Чистоозёрный рудный узел, магаданский плутонический комплекс | | | | | | | | | | |
| 41036/1 | Массив Мыс Речной, кварцевый диорит порфиоровидный | 100 ± 1 | 3,9 | 0,43 | 0,001 | 0,27 | 1,1 | 0,6–1,3 | 721 | Умеренная |
| Павловичский рудный узел, магаданский плутонический комплекс | | | | | | | | | | |
| Ко16 | Массив Антара, кварцевые диориты | 104 ± 1 | 3,4 | 0,51 | 0,007 | 0,16 | 5,5 | | 717 | Умеренная |
| 52056/1 | Массив Павловича, гранодиориты | 104 ± 1 | 6,7 | 0,31 | 0,008 | 0,18 | 4,2 | | 566 | Низкая |

Примечание. ¹ – температура кристаллизации цирконов по измеренному соотношению Ti-Zr.

восточную часть Мотыклейского РУ, локализованы три наиболее перспективных участка: Шелтинга, Дальний и Сопка Рыжая. На двух последних в настоящее время проводятся лицензионные работы на рудное золото и медь (рис. 7).

Геологическое строение. Мотыклейский РУ выделен в пределах одноимённого рудного района Магадан (Челомджа)-Ямской МЗ, специализированной на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение. На площади развиты осадочно-

вулканогенные образования момолтыкичского (J_3-K_1mt) и сигланского (J_3-K_1sg) комплексов в составе покровных базальтов, андезитобазальтов, андезитов, их туфов, туфоалевролитов и субвулканических тел риолитов и дацитов, даек базальтов. Вулканисты прорываются гранитоидами магаданского комплекса, слагающими интрузивные массивы Мотыклейский, Онара и Малоойринский (см. рис. 7). В составе интрузий преобладают кварцевые диориты, порфиоровидные тоналиты, граниты и плагио-

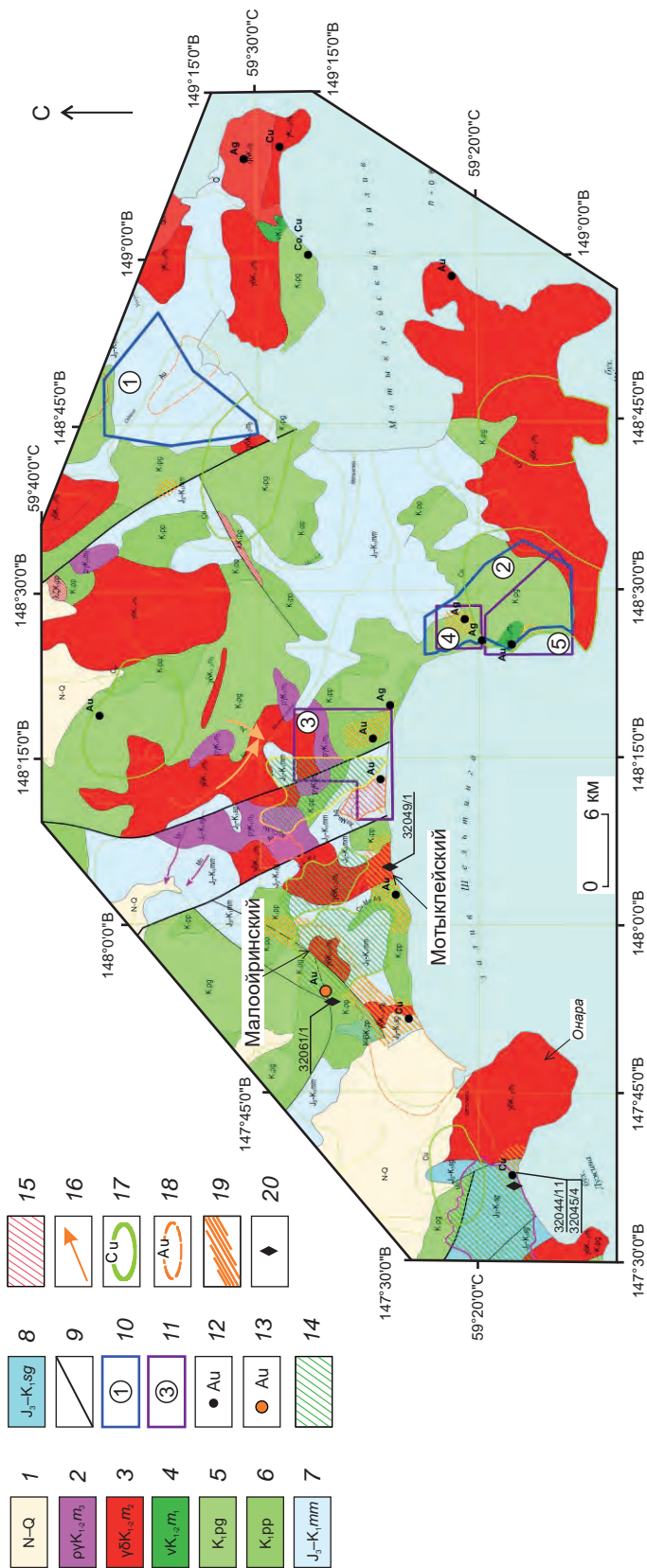
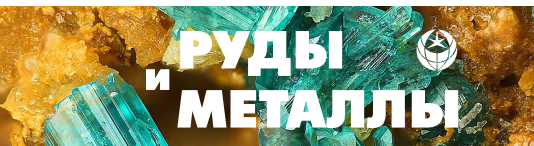


Рис. 7. Геолого-поисковая карта потенциального Мотыклейского рудного узла в составе одноимённого рудного района:

1 – неоген-четвертичные образования; магматические породы трёх фаз интрузии магаданского комплекса (K₁₋₂): 2 – плагиограниты, гранит-порфиры третьей фазы, 3 – гранодиориты-тоналиты, кварцевые диориты второй фазы, 4 – габбро, габбродиориты первой фазы; нижнемеловые образования вулканических комплексов: 5 – пьегинского, 6 – поперецкого, 7 – момолтыкйского; 8 – поперечные нарушения; 9 – тектонические нарушения; 10 – площади с действующими линейно-вулканогенными комплексами: 11 – перспективные участки, выделенные на стадии поисковых работ (А. Н. Глухов, 2007); 12 – Шелтинга, 13 – россыпное Au, 14 – рудное Au, Cu; 15 – пункты минерализации Au, Ag, Cu; 16 – Малойринское проявление Au; тип оруденения: 17 – медно-порфировый, 18 – золото-серебряный (И. А. Резвушкин, 1989); 19 – золото-серебряный (И. А. Резвушкин, 1989); 20 – литохимические ореолы в рыхлых отложениях; 21 – шлиховой ореол рассеяния; 22 – гидрогермально-изменённые породы; 23 – точки опробования с авторскими номерами проб (32044/11 – пункт минерализации Cu Сигнал)

Fig. 7. Geological prospecting map of the Motykleyskoye ore cluster incorporated into the Motykleyskoye ore region:

1 – Neogene-Quaternary formations; igneous rocks of three phases of emplacement of the Magadan suite (K₁₋₂): 2 – plagiogranites, granite-porphyrates of the third phase, 3 – granodiorites-tonalites, quartz diorites of the second phase; 4 – gabbro, gabbrodiorites of the first phase; Lower Cretaceous formations of volcanic complexes: 5 – Pyaginskii, 6 – Poperechny; The Upper Jurassic-Lower Cretaceous is formed by sedimentary-volcanogenic complexes: 7 – Momoltykichi, 8 – Sigla; 9 – tectonic disturbances; 10 – areas with valid licenses (1 – placer Au, 2 – ore Au, Cu); 11 – promising areas identified at the exploration stage (Glukhov, 2007); 12 – points of Au, Ag, Cu mineralization; 13 – Maloairinsky occurrence of Au; mineralization type: 14 – porphyry copper, 15 – gold-silver (Rezvuoshkin, 1989); 16 – lithochemical halos in loose sediments; 17 – scattering aureole; 18 – hydrothermally altered rocks; 19 – sampling points with original sample numbers (32044/11 – point of Cu mineralization Signal)



граниты, развиты дайки габбро и габбродиоритов, в эндоконтактах наблюдаются пегматиты и аплиты. Интрузивные тела сопровождаются ореолами контактово-метаморфизованных пород (ширина 1–5 км), среди которых преобладают амфибол-эпидот-хлорит-биотитовые роговики.

Прогнозно-поисковые признаки оруденения. На площади РУ расположено Малоойринское золоторудное проявление, приуроченное к эндо- и экзоконтактовым зонам Малоойринского штока гранодиоритов (см. рис. 7), в которых развиты обширные поля сульфидизированных и гематитизированных кварц-эпидотовых метасоматитов с содержаниями Au в штучных пробах до 6 г/т, Ag до 15 г/т и Cu 0,01–0,15 % (Е. Г. Песков, 1984). Литохимические аномалии по сульфидно-кварцевым и эпидот-кварцевым метасоматитам в экзоконтактовых зонах Малоойринского штока гранодиоритов характеризуются содержаниями Au до 0,01 г/т, Ag до 0,2 г/т, Cu до 0,1 %, Mo до 0,005 %.

На побережье залива Шелтинга среди вторичных кварцитов выявлены пункты минерализации Au (0,1–0,6 г/т) и Ag (3–10 г/т) (Е. Г. Песков, 1984), опережающими геохимическими поисками (В. Ю. Одынец, 1984, И. А. Резвушкин, 1989) здесь установлены потоки рассеяния Cu и Au по ручьям Июльский, Рубикон и Щедрый.

Индикативные геохимические параметры цирконов показали наивысшую потенциальную продуктивность на Cu-Mo-порфировое оруденение гранодиоритов Малоойринской интрузии (см. табл. 3).

На площади развиты обширные ореолы гидротермально-метасоматических образований кварц-светлослюдистого (вторичные кварциты, березиты), темноцветного (пропилиты, скарноиды) и полевошпатового составов по осадочно-вулканогенным образованиям. Преобладают метасоматиты хлоритового, эпидот-хлоритового, кварц-эпидот-хлоритового, кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового и кварц-эпидотового составов местами с рассеянной вкрапленностью пирита.

Выявлены литохимические аномалии во вторичных ореолах рассеяния и потоки рас-

сеяния меди, золота, молибдена, серебра и элементов-спутников (мышьяка, висмута, свинца, цинка). На участке Шелтинга (А. Н. Глухов, 2007) оконтурен обширный (площадью 11 км²) массив вторичных кварцитов с редкой (до 1–2 %) вкрапленностью пирита, реже магнетита. Минерализация представлена главным образом магнетитом и пиритом, реже пирротинном.

Авторами в процессе полевых работ в береговых обнажениях в бухте Лужина задокументирована минерализованная зона (1 км) гидротермально-изменённых базальтов сигланской свиты вблизи тектонического контакта с интрузией гранодиоритов Онара. Установлен пункт минерализации Сигнал (Cu, Ag) по результатам анализа штучных проб (ICP-MS) с повышенными содержаниями Ag до 7,8 г/т, Cu до 0,18 % и Au – 0,031 г/т. В эндоконтакте интрузии развиты кварц-мусковитовые грейзены и обильное кварц-сульфидное прожилкование.

Авторы связывают перспективы Мотыклейского потенциального РУ с двумя формационными типами оруденения: мезотермальным золото-медно-молибден-порфировым и адуляр-кварцевым эпитепирмальным Au-Ag-серебряной формации. Развитие обширных площадей вторичных кварцитов с аномальными литохимическими ореолами и эпитепирмальным золото-серебряным оруденением предполагает верхнерудный эрозионный срез и наличие нескрытого штокверкового медно-молибден-порфирового оруденения, связанного с Малоойринской интрузией.

Чистоозёрный медно-молибден-золоторудный потенциальный РУ. Выделен на побережье Тауйской губы Охотского моря, в районе мыса Речной. Находится в Магаданской области в 55 км к юго-востоку от г. Магадана (см. рис. 1).

В пределах РУ выделяются два перспективных участка – Олачанская площадь с Au-Ag минерализацией, связанной с субвулканическими риолитами [6], и Мыс Речной с минерализацией порфирового типа. Геолого-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 и поисковые работы на площади не проводились.

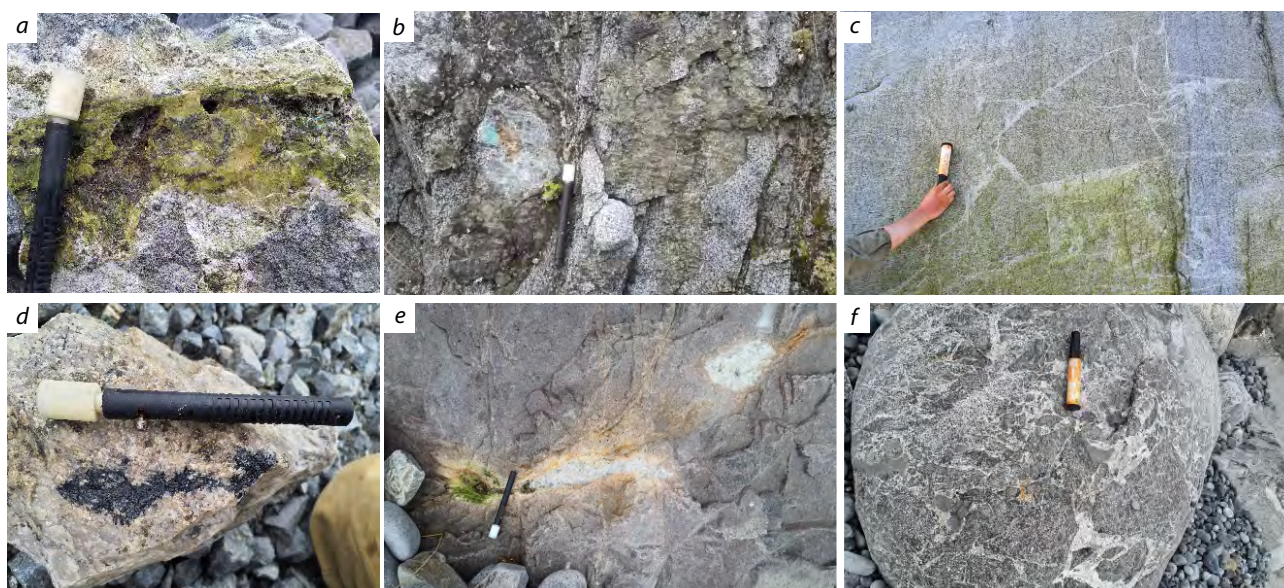


Рис. 8. Разновидности минерализованных образований Мотыклейского рудного узла:

a – эпидот-хлоритовые метасоматиты по вулканитам; *b, c* – вторичная Cu-минерализация и эпидот-хлоритовые изменения по гранодиоритам; *d* – кварц-турмалиновые прожилки в грейзенизированных породах; *e* – кварц-полевошпатовые прожилки с хлоритом; *f* – брекчированная порода с карбонатным цементом

Fig. 8. Varieties of mineralized formations of the Motykley ore cluster:

a – epidote-chlorite metasomatites upon volcanics; *b, c* – secondary Cu mineralization and epidote-chlorite alterations upon granodiorites; *d* – quartz-tourmaline veinlets in greisenized rocks; *e* – quartz-feldspathic veinlets with chlorite; *f* – brecciated rock with carbonate cement

Геологическое строение. Площадь участка Мыс Речной Чистоозёрного РУ сложена нижнемеловыми образованиями пъягинского вулканического комплекса (K_1pg) (рис. 9) в составе островодужных базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов с субвулканическими телами порфировых дацитов адакитового состава, риолитов, дайками базальтов, лампрофиров, риолитов. Интрузивные породы представлены гранитоидами магаданского комплекса небольшого интрузивного массива Мыс Речной площадью ~ 4 км², дайками габбро и габбродолеритов, микротоналит-порфиров, гранит-порфиров и аплитов магаданского plutonic complex.

Прогнозно-поисковые признаки. Предшественниками в районе Мыса Речной выявлены пункт минерализации меди с повышенными содержаниями (Cu до 0,5 %, Ag до 2 г/т,

Zn до 0,04 %, Au – 0,003 г/т) по данным спектрального анализа, литохимические ореолы молибдена с содержаниями до 0,001 %, приуроченные к базальтам, андезибазальтам и их туфам на контакте с интрузией Мыс Речной, вторичный литохимический поток меди, шлиховые знаки золота по притокам, дренирующим интрузивный массив, гидротермально-изменённые вулканиты пъягинской толщи, приуроченные к зонам дробления, брекчирования, эпидотизации и пиритизации с малахитовой зеленью [6].

В процессе полевых специализированных исследований авторами с участием Е. Е. Коловой (СВКНИИ ДВО РАН) установлены признаки порфировой системы, выраженные в развитии штокверкового кварц-биотит-сульфидного прожилкования и кварц-калишпатовых гнёзд с сульфидной минерализацией до

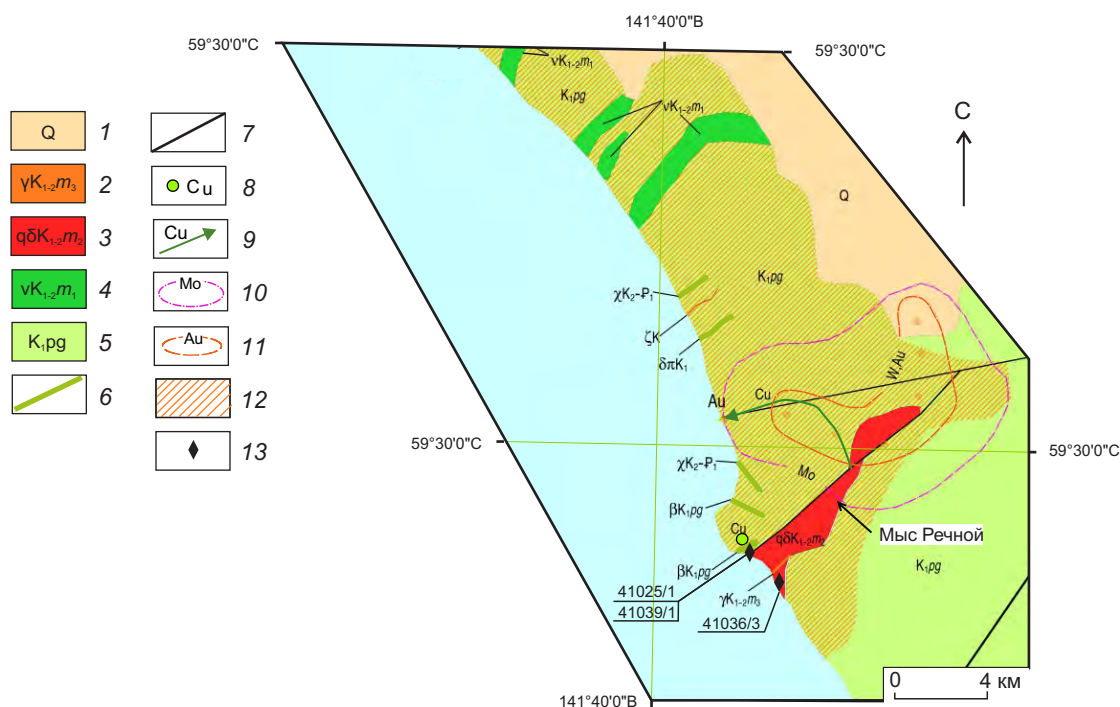


Рис. 9. Геолого-поисковая карта участка Мыс Речной потенциального Чистоозёрного рудного узла:

1 – четвертичные образования; магматические породы трёх фаз внедрения магаданского комплекса: 2 – плагиограниты, гранит-порфиры третьей фазы, 3 – кварцевые диориты второй фазы, 4 – габбро, габбродолериты первой фазы; 5 – нижнемеловые образования пьегинского вулканического комплекса; 6 – дайки диоритовых порфиритов; 7 – тектонические нарушения; 8 – пункт минерализации меди; 9 – потоки рассеяния меди; 10 – литохимический ореол молибдена; 11 – шлиховой ореол золота; 12 – гидротермально-изменённые породы; 13 – точки опробования с авторскими номерами проб

Fig. 9. Geological prospecting map of the Mys Rechnoy area (Chistoozerny potential ore cluster):

1 – quaternary formations; igneous rocks of three phases of emplacement of the Magadan complex: 2 – plagiogranites, granite-porphyrines of the third phase, 3 – quartz diorites of the second phase, 4 – gabbro, gabbrodolerites of the first phase; 5 – Lower Cretaceous formations of the Pyaginsky volcanic complex; 6 – dikes of diorite porphyrites, 7 – tectonic disturbances; 8 – Cu mineralization point; 9 – copper dispersion fluxes; 10 – lithochemical halo of molybdenum, 11 – gold heavy mineral concentrate halo; 12 – sampling points with original sample numbers

2–5 % в порфировидных кварцевых диоритах штокообразной интрузии Мыс Речной. В экзоконтакте интрузии по туфам и базальтам пьегинской толщи развиты кварц-эпидот-сульфидные прожилки с медной зеленью, кварц-серицитовые метасоматиты. Шток разбит серией тектонических нарушений северо-восточного направления, к которым приурочены минерализованные зоны дробления, истирания и брекчирования.

Из метасоматически изменённых пород рудоносного штокверка отобраны штучные про-

бы, в одной из которых (№ 41039/2) установлены (ICP-MS) повышенные концентрации Cu – 1,1 %, Au – 63 г/т, Ag – 17,3 г/т, Bi – 33,4 г/т, Zn – 0,18 %. В протолочках пород выявлена минеральная ассоциация: пирит, халькопирит, борнит, молибденит, халькозин, галенит, магнетит.

В результате электронно-микронзондовых исследований аншлифов из метасоматитов штокверка Мыс Речной в образце 41039/2 обнаружены теллуриды золота и серебра – сиванит $(Au,Ag)_2Te_4$ и гессит Ag_2Te , а также



Табл. 4. Результаты электронно-зондового микроанализа образца 41025/1, %

Table 4. Results of the electron probe microanalysis of Sample 41025/1, %

| Метка спектра | S | Mn | Fe | Ni | Cu | Zn | Cd | Pb | Bi | Всего | Минерал |
|---------------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------------|
| Спектр 6 | 53,44 | | 46,56 | | | | | | | 100 | Пирит |
| Спектр 10 | 51,9 | | 48,08 | 0,02 | | | | | | 100 | Пирит |
| Спектр 11 | 34,43 | 0,28 | 6,3 | | | 58,62 | 0,37 | | | 100 | Сфалерит |
| Спектр 12 | 34,06 | | 1,49 | | 64,45 | | | | | 100 | Халькозин |
| Спектр 15 | 12,5 | | | | | | | 86,48 | 1,02 | 100 | Галенит |
| Спектр 16 | 35,13 | | 10,17 | | 54,7 | | | | | 100 | Халькозин |
| Спектр 17 | 53,42 | | 46,58 | | | | | | | 100 | Пирит |
| Спектр 18 | 34,33 | | 19,39 | | 46,28 | | | | | 100 | Борнит |
| Спектр 19 | 39,67 | | 60,33 | | | | | | | 100 | Пирротин |
| Спектр 20 | 35,86 | | 30,67 | | 33,47 | | | | | 100 | Халькопирит |
| Спектр 26 | 37,33 | | 28,93 | | | | | 33,74 | 0 | 100 | Галенит |
| Спектр 28 | 35,37 | | 31,98 | | 32,65 | | | | | 100 | Халькопирит |
| Спектр 29 | 36,63 | | 32,89 | | | | | 30,48 | 0 | 100 | Галенит |
| Спектр 30 | 12,27 | | 1,14 | | | | | 84,3 | 2,3 | 100 | Галенит |
| Спектр 32 | 53,52 | | 46,48 | | | | | | | 100 | Пирит |
| Спектр 41 | 12,48 | | 1,71 | | | | | 83,67 | 2,14 | 100 | Галенит |
| Спектр 45 | 39,26 | | 60,61 | 0,14 | | | | | | 100 | Пирротин |
| Спектр 46 | 31,71 | 0,36 | 7,65 | | | 59,82 | 0,46 | | | 100 | Сфалерит |
| Спектр 51 | 12,5 | | 0,64 | | | | | 83,82 | 3,04 | 100 | Галенит |
| Спектр 60 | 12,58 | | | | | | | 85,41 | 2,02 | 100 | Галенит |

свинца – алтаит $PbTe$ и Bi_2S_3 . В аншлифе образца 41025/1 диагностированы минералы молибдена, меди, свинца и цинка (табл. 4).

Благоприятный геофизический фактор, указывающий на наличие нескрытых интрузивных основных пород магнетитовой серии, – выявленная высокоинтенсивная положительная магнитная аномалия.

В результате проведенных исследований на перспективной площади Мыс Речной Чистоозёрного рудного узла установлены признаки слабовскрытой полихронной порфирово-эпитеpмальной системы с прожилково-вкрапленным штокверковым оруденением медно-порфирового типа и парагенетически

связанной с ней эпитеpмальной золото-теллуридной минерализацией. Рудоносный штокверк генетически связан с альб-сеноманскими гранитоидами магаданского комплекса. Предполагается, что развитие рудообразующей порфировой системы происходило в два этапа: ранний мезотермальный и поздний эпитеpмальный. Эпитеpмальная минерализация в порфировых системах, согласно эпитеpмально-порфировой модели Р. Силитоу [23], указывает на верхнерудный срез и может быть хорошим поисковым признаком на обнаружение нескрытых рудных тел.

Павловский серебро-медно-молибдено-ворудный потенциальный РУ находится в

Магаданской области в 140 км к юго-востоку от г. Магадан (см. рис. 1). Географически расположен в южной части п-ва Кони на побережье залива Забияка.

Геологическое строение. В структурном плане территория узла относится к Кони-Пьягинскому отрезку Охотско-Тайгоносской островодужной системы. Значительную часть площади занимает крупный батолитоподобный многофазный массив Павловича площадью ~ 54 км², сложенный гранитоидами магаданского комплекса, прорываемыми среднеюрские вулканогенно-осадочные образования одянской и евгеньевской свит [4]. В южной части батолита Павловича в 1959 г. В. Ф. Карпичевым при ГСР-200 выявлено Cu-Mo проявление Мыс Павловича (Викинг).

Рудное тело представляет собой штокверк сульфидно-кварцевых жил и прожилков в порфиroidных гранодиоритах массива Павловича с вкрапленной сульфидной минерализацией [4]. Штокверк вскрыт в береговых обрывах высотой 300–350 м, окрашенных гипергенными медными минералами в зелёный цвет.

Оценка перспектив проявления Мыс Павловича по результатам работ предшественников неоднозначная. По неопубликованным данным (Ю. П. Скибина, 1981), проявление является высокоперспективным для выявления крупного промышленного месторождения комплексных молибденово-медных руд. В. Д. Юдиным и В. Ф. Семёновым в 1984 г. по итогам ГСР-50 дана невысокая прогнозная оценка ресурсов кат. P₂: Cu – 290 тыс. т, Mo – 14 тыс. т, Ag – 290 т при среднем содержании Cu 0,24 %, Mo 0,012 % и Ag 20,4 г/т.

Авторами в процессе полевых работ в береговых обнажениях обследованы коренные выходы рудоносного штокверка Мыса Павловича на протяжении около 2 км в целях уточнения рудно-формационного типа и выявления дополнительных данных для оценки перспектив. Отмечены широко развитые среди гранитоидов зоны вторичных кварцитов, ортоклазитов, окварцевания, кварцево-жильного прожилкования с сульфидизацией, прожилками и гнездовой вкрапленностью молиб-

денита и примазками малахита. В штучных пробах из минерализованных зон установлены (ICP-MS) повышенные концентрации Cu – 0,1 %, Mo – 0,09 %, Ag – 1,66 г/т, в отдельных пробах содержания достигают аномальных: Cu – 10,7 %, Mo – 0,23 %, Ag – 142 г/т, Au – 0,35 г/т, Bi – 23,4 г/т, Te – 5 г/т.

Обоснование выделения Павловичского серебро-медно-молибденоворудного потенциального узла, охватывающего всю площадь Павловичского массива (54 км²) и вмещающего вулканогенные образования, основано как на авторских наблюдениях, так и на комплексном анализе материалов предшественников. Они показали и в контуре батолита, и на его экзоконтактах широкое развитие рудной минерализации, проявленное пунктами минерализации золота, кварц-пиритовым прожилкованием и участками гидротермально-метасоматических пород с обильной пиритизацией. Литохимические потоки меди, золота, цинка, молибдена в рыхлых отложениях (Ю. В. Одынец, 1980) и вторичные ореолы рассеяния молибдена невысокие ($6 \cdot 10^{-5}$ – $6 \cdot 10^{-4}$), что может объясняться значительной глубиной залегания богатых руд. У северной границы батолита установлены шлиховой ореол золота и точечные шлиховые пробы в аллювии ручьёв, дренирующих гранитоиды массива и вмещающие вулканогенные образования. В этой части выявленного потенциального узла проводятся лицензионные работы на россыпное золото.

По мнению авторов, объект представляет интерес для дальнейшего изучения с позиции его неоднозначной оценки разными исследователями и неясного рудно-формационного типа. При изучении микроэлементного состава цирконов (обр. 52056/1) (см. табл. 3) установлена низкая продуктивность гранодиоритов массива Павловича на Cu-Mo-порфиоровое оруденение. Это может быть связано с тем, что изученные гранодиориты представляют собой непродуктивный (пострудный) этап магматизма, учитывая, что Re-Os возраст (108 млн лет) молибденита из минерализованной зоны Павловичского РУ древнее, чем U-Pb возраст гранодиорита (104 млн лет). Другим объ-



яснением низкой фертильности гранитоидов является то, что рудно-формационный тип минерализации на проявлении Мыс Павловича не относится к порфировому типу.

Заключение. Авторы данной работы считают, что металлогенический потенциал Дальневосточного региона на золото, молибден и медь не исчерпывается выявленными в последние десятилетия крупными месторождениями Песчанка и Малмыж и связывают прогнозную эффективность изученных листов О-55, О-56 с возможным обнаружением промышленных рудных объектов молибден-медно-порфировой формации в потенциальных Мотыклейском, Чистоозёрном и Павловичском рудных узлах.

Обоснованием прогнозирования перспективных РУ послужили прогнозно-поисковые критерии и признаки, сопоставимые с эталонными объектами: золото-медно-порфировым месторождением Малмыж и золото-молибден-медно-порфировым месторождением Песчанка в Баимской рудной зоне. Рудообразующие порфиновые интрузии альб-сеноманского магаданского комплекса во всех выделенных потенциальных узлах по возрасту и составу соответствуют позднеальб-сеноманским гранитоидам диорит-тоналитовой формации месторождения Малмыж [24]. Умеренно-щелочные гранитоиды в составе магаданского комплекса, сопоставимые с монцонит-диорит, монцонит-сиенитовой формацией рудогенерирующих интрузий месторождения Песчанка [11], находятся в подчинённом количестве. В то же время установлено сходство геологического строения с месторождением Песчанка по составу островодужного субстрата, представленного юрскими, верхнеюрско-нижнемеловыми и меловыми вулканогенно-осадочными породами, тогда как оруденение Малмыжского месторождения вмещают терригенные породы.

Перспективность выделенных потенциальных узлов подтверждается широким развитием гидротермально-метасоматических образований: пропилитов, калиево-полевошпатовых, серицит-кварц-пиритовых, кварц-сульфидных метасоматитов, а также характерным для пор-

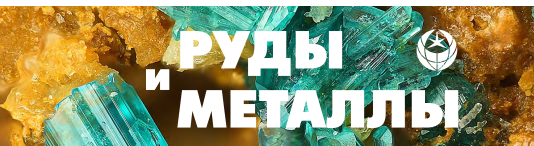
филовых объектов составом минеральной ассоциации (пирит, пирротин, халькопирит, халькозин, борнит, молибденит, ковеллин, галенит, магнетит).

Выявление минерализации порфирово-эпитермального типа на участке Мыс Речной Чистоозёрного РУ позволяет сопоставлять этот объект с подобной порфирово-эпитермальной золото-медно-молибденоворудной системой месторождения Весеннее Баимской рудной зоны, на котором эпитермальная золото-серебряная минерализация указывает на верхнерудный срез [11]. Нами предполагается слабая эродированность порфирово-эпитермальной системы Мыс Речной, что наряду с другими изученными параметрами может рассматриваться хорошим поисковым признаком для прогнозирования медно-порфирового оруденения на глубину.

Полученные данные дают основание рекомендовать площадь потенциальных Мотыклейского, Чистоозёрного, Павловичского РУ для дальнейшего изучения крупномасштабными геолого-съёмочными работами с сопутными поисками. В плане постановки первоочередных работ заслуживают внимания два участка Мотыклейского РУ: Малоойринское проявление золота, приуроченное к одноимённому штоку гранитоидов, и участок Шелтинга с Мотыклейским гранитоидным массивом, для которых наивысшую и высокую оценку потенциальной продуктивности на медно-порфировое оруденение показали индикативные геохимические параметры цирконов (см. табл. 1).

Исследования выполнены в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 г. № 049-00018-22-01 по объекту «Создание и подготовка к изданию государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения по группе листов территории Российской Федерации в 2021–2023 годах (листы О-55, 56)».

Авторы выражают благодарность директору СВКНИИ ДВО РАН В. В. Акинину – член-корреспонденту РАН за содействие в проведении полевых работ на территории Магадан-



ской области, консультативную поддержку и научное обсуждение материалов в рамках научного сотрудничества с ФБГУ «Инсти-

тут Карпинского», а также академику РАН А. И. Ханчуку за консультативную поддержку и научное обсуждение материалов.

Список литературы

1. Акинин А. В., Бердников Н. В., Ползуненков Г. О., Глухов А. Н., Колова Е. Е. Геохимические критерии известково-щелочных магм, перспективных на обнаружение медно-порфировых месторождений на Северо-Востоке России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2020. – № 1. – С. 3–10.
2. Аленичева А. А., Акинин В. В., Колова Е. Е., Веселовский П. И., Касаткин Н. С., Беликова О. А., Ползуненков Г. О. Новые данные о U-Pb возрасте, петрохимических особенностях и металлогенической специализации магматических образований в зоне сочленения Кони-Тайгонской островодужной системы и Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса // Петрология и рудоносность магматических формаций. – Новосибирск : ИГМ СО РАН, 2022. – С. 12–14.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. Кн. 1. / Под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 572 с.
4. Касаткин Н. С., Аленичева А. А., Юрченко Ю. Ю., Таловина И. В. Новые изотопные данные о возрасте рудоносных магматических комплексов и оруденения перспективного медно-молибденового рудопроявления Мыс Павловича (Викинг) в Кони-Пьягинской минерагенической зоне (Северное Приохотье, Магаданская область) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы XIV Всероссийской научно-практической конференции, Якутск, 26–29 марта 2024 г. – Якутск : СВФУ им. М. К. Аммосова, 2024. – 620 с. – URL: https://diamond.ysn.ru/wp-content/uploads/2024/04/СБОРНИК_МНПК_2024_итог.pdf (дата обращения 24.05.2024).
5. Колова Е. Е., Глухов А. Н., Ползуненков Г. О., Акинин В. В. Медно-порфировая минерализация Тальникового рудного поля (Охотский сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 6. – С. 39–61. – DOI 10.30911/0207-4028-2023-42-6-39-61.
6. Корольков В. Г., Королькова А. М. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР листа О-56-II м-ба 1 : 200 000. – 1987.
7. Коротков В. В. Геолого-генетическая и прогнозно-поисковая модель месторождений порфирового типа (обзор 1). – URL: <https://vims-geo.ru> (дата обращения 17.06.2024).
8. Петров О. В., Киселев Е. А., Ханчук А. И., Иванов В. В., Шатов В. В., Аленичева А. А., Молчанов А. В., Терехов А. В., Леонтьев В. И., Родионов Н. В., Беляцкий Б. В., Сергеев С. А. Распределение элементов-примесей в цирконе как индикатор рудоносности магматических пород Au-Cu-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье, Дальний восток) // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 84. – С. 55–70.
9. Петров О. В., Ханчук А. И., Иванов В. В., Киселёв Е. А., Шатов В. В., Змиевский Ю. П., Молчанов А. В., Терехов А. В., Сергеев С. А. U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 84. – С. 41–56.
10. Ханчук А. И., Гребенников А. В., Иванов В. В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. – 2019. – Т. 38, № 3. – С. 4–37.
11. Читалин А. Ф., Николаев Ю. Н., Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю., Фомичев Е. В., Усенко В. В., Нагорная Е. В., Марущенко Л. И., Сидорина Ю. Н., Джеджева Г. Т. Порфиново-эпитермальное системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Смирновский Сборник-2016. Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов. Ч. 1, 2. – М. : МАКС Пресс, 2016. – С. 82–114.
12. Шпикерман В. И. Объяснительная записка к Государственной геологической карте листа Р-55 м-ба 1 : 1 000 000. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2016.



13. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. – 1989. – V. 309. – P. 2023–2029.
14. Chappell B., White A. J. R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 1992. – № 83. – P. 1–26
15. Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. – 1990. – № 347. – P. 662–665.
16. Grebennikov A., Khanchuk A. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review. – 2021. – V. 63. – P. 601–629.
17. Ishihara S. The granitoid series and mineralization // Economic geology. – 1981. – № 75. – P. 458–484.
18. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – № 120. – P. 223–253.
19. Middlemost E. A. K. Magmas. Rocks and Planetary Development. – Longman, Harlow. – 1997. – 299 p.
20. Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A. R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms. – Blackwell, Oxford. – 1989. – 193 p.
21. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. – 1984. – № 25 (4). – P. 956–983.
22. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geological Society of London Special Publication № 42 (1). – 1989. – P. 313–345.
23. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Economic Geology. – 2010. – V. 105, № 1. – P. 3–41.
24. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S., Vasyukov V. E., Shumilin D. A., Voskresensky D. A. The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // Ore Geology Reviews. – 2019. – V. 113. – P. 103–112.

References

1. Akinin A. V., Berdnikov N. V., Polzunenkov G. O., Glukhov A. N., Kolova E. E. Geokhimicheskie kriterii izvestkovo-shchelochnykh magm, perspektivnykh na obnaruzhenie medno-porfirovykh mestorozhdenii na Severo-Vostoke Rossii [Geochemical criteria for calc-alkaline magmas promising for the discovery of porphyry copper deposits in the North-East of Russia], *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo tsentra DVO RAN [Bulletin of the North-Eastern Scientific Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences]*, 2020, No 1, pp. 3–10. (In Russ.).
2. Alenicheva A. A., Akinin V. V., Kolova E. E., Veselovskii P. I., Kasatkin N. S., Belikova O. A., Polzunenkov G. O. Novye dannye o U-PB vozraste, petrokhimicheskikh osobennostyakh i metallogenicheskoi spetsializatsii magmaticheskikh obrazovaniy v zone sochleneniya Koni-Taigonoskoi ostrovoduzhnoi sistemy i Okhotsko-Chukotskogo vulkano-plutonicheskogo poyasa [New data on U-PB age, petrochemical features and metallogenic specialization of igneous formations in the junction zone of the Koni-Taigonos island arc system and the Okhotsk-Chukotka volcano-plutonic belt], *Petrologiya i rudonosnost' magmaticheskikh formatsii [Petrology and ore potential of magmatic formations]*, Novosibirsk, IGM SO RAN Publ., 2022, pp. 12–14.
3. 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.
4. Kasatkin N. S., Alenicheva A. A., Yurchenko Yu. Yu., Talovina I. V. Novye izotopnye dannye o vozraste rudonosnykh magmaticheskikh kompleksov i orudneniya perspektivnogo medno-molibdenovogo rudoproyavleniya Mys Pavlovicha (Viking) v Koni-P'yaginskoi mineragenicheskoi zone (Severnoe Priokhot'e, Magadanskaya oblast') [New isotopic data on the age of ore-bearing magmatic complexes and mineralization of the perspective copper-

- molybdenum ore occurrence of Cape Pavlovich (Viking) in the Koni-Pyaginsky mineragenic zone (Northern Priokhotye, Magadan region)], *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Severo-Vostoka Rossii: Materialy XIV Vserossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii, Yakutsk, 26–29 marta 2024 g.* [Geology and mineral resources of the North-East of Russia: Materials of the XIV All-Russian Scientific and Practical conference, Yakutsk, March 26–29, 2024], Yakutsk, M. K. Ammosov NEFU, 2024, 620 p., available at: https://diamond.ysn.ru/wp-content/uploads/2024/04/SBORNIK_MNPK_2024_itog.pdf (accessed 24.05.2024).
5. Kolova E. E., Glukhov A. N., Polzunenkov G. O., Akinin V. V. Medno-porfirovaya mineralizatsiya Tal'nikovogo rudnogo polya (Okhotskii segment Okhotsko-Chukotskogo vulkanogenogo poyasa) [Copper-porphyry mineralization of the Talnik ore field (Okhotsk segment of the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt)], *Tikhookeanskaya geologiya [Russian journal of Pacific geology]*, 2023, V. 42, No 6, pp. 39–61, DOI 10.30911/0207-4028-2023-42-6-39-61. (In Russ.).
 6. Korol'kov V. G., Korol'kova A. M. Ob"yasnitel'naya zapiska k Gosudarstvennoi geologicheskoi karte SSSR lista O-56-II m-ba 1 : 200 000 [Explanatory note to the State Geological Map of the USSR sheet O-56-II scale 1 : 200 000], 1987.
 7. Korotkov V. V. Geologo-geneticheskaya i prognozno-poiskovaya model' mestorozhdenii porfirovogo tipa (obzor 1) [Geological-genetic and predictive prospecting model of porphyry type deposits (review 1)], available at: <https://vims-geo.ru> (accessed 17.06.2024).
 8. Petrov O. V., Kiselev E. A., Khanchuk A. I., Ivanov V. V., Shatov V. V., Alenicheva A. A., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Leont'ev V. I., Rodionov N. V., Belyatskii B. V., Sergeev S. A. Raspreделение elementov-primesei v tsirkone kak indikator rudonosnosti magmaticheskikh porod Au-Cu-porfirovykh proyavlenii Malmyzhskogo i Poniiskogo rudnykh polei (Nizhnee Priamur'e, Dal'nii Vostok) [Distribution of impurity elements in zircon as an indicator of ore content of magmatic rocks of Au-Cu-porphyry manifestations of the Malmyzhsky and Ponsky ore fields (Lower Amur region, Far East)], *Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, 2020, No 84, pp. 55–70. (In Russ.).
 9. Petrov O. V., Khanchuk A. I., Ivanov V. V., Kiselev E. A., Shatov V. V., Zmieviskii Yu. P., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Sergeev S. A. U-Pb SIMS geokhronologiya rudonosnykh magmaticheskikh porod zoloto-medno-porfirovykh proyavlenii Malmyzhskogo i Poniiskogo rudnykh polei (Nizhnee Priamur'e) [U-Pb SIMS geochronology of ore-bearing igneous rocks of gold-copper-porphyry manifestations of the Malmyzhsky and Poniysky ore fields (Lower Amur region)], *Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, 2020, No 84, pp. 41–56. (In Russ.).
 10. Khanchuk A. I., Grebennikov A. V., Ivanov V. V. Al'b-senomanskii okrainno-kontinental'nyi orogennyi poyas i magmaticheskaya provintsiya Tikhookeanskoi Azii [Albian-Cenomanian marginal continental orogenic belt and magmatic province of Pacific Asia], *Tikhookeanskaya geologiya [Russian journal of Pacific geology]*, 2019, V. 38, No 3, pp. 4–37. (In Russ.).
 11. Chitalin A. F., Nikolaev Yu. N., Baksheev I. A., Prokof'ev V. Yu., Fomichev E. V., Usenko V. V., Nagornaya E. V., Marushchenko L. I., Sidorina Yu. N., Dzhedzheya G. T. Porfirovo-epitermal'nye sistemy Baimskoi rudnoi zony, Zapadnaya Chukotka [Porphyry-epithermal systems of the Baim ore zone, Western Chukotka], *Smirnovskii Sbornik-2016. Problemy mineragenii, ekonomicheskoi geologii i mineral'nykh resursov. Ch. 1, 2 [Smirnov Collection-2016. Problems of minerogeny, economic geology and mineral resources. Part 1, 2]*, Moscow, MAKS Press Publ., 2016, pp. 82–114. (In Russ.).
 12. Shpikerman V. I. Ob"yasnitel'naya zapiska k Gosudarstvennoi geologicheskoi karte lista P-55 m-ba 1 : 1 000 000 [Explanatory note to the State Geological Map sheet P-55 scale 1 : 1,000,000], St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2016.
 13. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 1989, V. 309, pp. 2023–2029. (In French).
 14. Chappell B. W., White A. J. R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, No 83, 1–26.
 15. Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 1990, No 347, pp. 662–665.



16. Grebennikov A., Khanchuk A. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams, *International Geology Review*, 2021, V. 63, pp. 601–629.
17. Ishihara S. The granitoid series and mineralization, *Economic geology*, 1981, No 75, 458–484.
18. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 1995, No 120, pp. 223–253.
19. Middlemost E. A. K. Magmas. Rocks and Planetary Development, Longman, Harlow, 1997, 299 p.
20. Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A. R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford, 1989, pp. 193.
21. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 1984, No 25 (4), pp. 956–983.
22. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, *Geological Society of London Special Publication*, No 42 (1), 1989, pp. 313–345.
23. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems, *Economic Geology*, 2010, V. 105, No 1, pp. 3–41.
24. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S., Vasyukov V. E., Shumilin D. A., Voskresensky D. A. The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics, *Ore Geology Reviews*, 2019, V. 113, pp. 103–112.

Аленичева Антонина Андреевна (Antonina_Alenicheva@karpinskyinstitute.ru)

старший научный сотрудник ¹

Касаткин Никита Сергеевич

ведущий инженер, аспирант ^{1,2}

Юрченко Юрий Юльевич

кандидат геолого-минералогических наук, начальник отдела ¹

Зубова Татьяна Николаевна

заместитель генерального директора по ГРР ¹

Шатов Виталий Витальевич

кандидат геолого-минералогических наук, директор центра ПМИ ¹

Сергеев Сергей Андреевич

кандидат геолого-минералогических наук, директор ЦИИ ¹

¹ ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия

² ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский Горный университет императрицы Екатерины II», г. Санкт-Петербург, Россия



МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ,
ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 552.08 : 553.08 : 550.42 (571.121)

Микропримеси в пирите золоторудных проявлений хребта Манитанырд (Полярный Урал)

Ефанова Л. И.¹, Ковальчук Н. С.¹, Майорова Т. П.^{1,2}

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

² Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, г. Сыктывкар, Россия

Аннотация. Изучен микроэлементный состав пирита – главного концентратора золота в зонах сульфидизации на рудопроявлениях хребта Манитанырд. Оруденение относится к жильному золото-сульфидно-кварцевому, а также золото-сульфидному типу. Установлен широкий набор рудогенных элементов, являющихся элементами-спутниками золота в пирите, соответствующих геохимическим особенностям поздней галенит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации рудного процесса, а также его заключительной стадии, выраженной в появлении элементов, отражающих минералогию блёклых руд, сульфосолей висмута. В пирите из жильных и минерализованных зон, руд месторождения и вторичных литогеохимических аномалий установлен один и тот же набор элементов-спутников золота – Ag, Cu, Zn, Pb, As. В пирите золото-сульфидно-кварцевых жил Au имеет тесные корреляционные связи с основными элементами рудной ассоциации. В пирите минерализованных зон все корреляционные связи Au с рудогенными элементами отсутствуют. Полностью изменяется и парная корреляция между рудогенными элементами. Показано, что выявленные различия корреляционных связей между Au и рудогенными элементами в пирите являются критерием оценки литогеохимических аномалий и позволяют наметить стратегию поисков новых рудных объектов в Манитанырдском районе.

Ключевые слова: золото-сульфидно-кварцевая минерализация, минерализованные зоны, пирит, тонкодисперсное золото, литогеохимические аномалии, ICP-MS, Манитанырд, Полярный Урал.

Для цитирования: Ефанова Л. И., Ковальчук Н. С., Майорова Т. П. Микропримеси в пирите золоторудных проявлений хребта Манитанырд (Полярный Урал). Руды и металлы. 2024. № 2. С. 28–45. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10007.

Microimpurities in pyrite of gold ore occurrences of the Manitanyrd ridge (the Polar Urals)

Efanova L. I.¹, Kovalchuk N. S.¹, Mayorova T. P.^{1,2}

¹ IG FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

² Pitirim Sorokin SyktSU, Syktyvkar, Russia

Annotation. The microelement composition was studied of pyrite, the main concentrator of gold in sulfidation zones in ore occurrences of the Manitanyrd Ridge. The ore mineralization is assigned to the gold-sulfide-quartz vein and gold-sulfide types. We determined a wide range of ore-forming elements, associated with gold in pyrite. These elements correspond to geochemical features of the late galena-chalcopyrite-sphalerite mineral assemblage of the ore process, as well as to its final stage expressed in the appearance of elements reflecting the mineralogy of gray ores and bismuth sulfosalts. Pyrites from the vein and mineralized zones, from the ores of the deposit and from the secondary lithochemical anomalies, were found to contain the same set of the gold satellite elements: Ag, Cu, Zn, Pb, As. In pyrite of the gold-sulfide-quartz veins, Au has close correlations with the main elements of the ore association. In pyrite of the mineralized zones, all the correlations between Au and the ore-forming elements are absent. The pairwise correlation between the ore-forming elements in these zones also changes completely. It is demonstrated that the identified differences in correlations between Au and the ore-forming elements in pyrite are a criterion for assessment of the lithochemical anomalies and allow one to propose a strategy of prospecting for new ore objects in the Manitanyrd region.

Keywords: gold-sulfide-quartz mineralization, mineralized zones, pyrite, fine-dispersed gold, lithochemical anomalies, ICP-MS, Manitanyrd, Polar Urals.

For citation: Efanova L. I., Kovalchuk N. S., Mayorova T. P. Microimpurities in pyrite of gold ore occurrences of the Manitanyrd ridge (the Polar Urals). Ores and metals, 2024, № 2, pp. 28–45. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10007.



Введение. Район исследований с многочисленными проявлениями коренного золота (Верхнеияуское-1 и 2, Нияхойское-1 и 2, Ягодное, Верхнелекелецкое) находится на западном склоне Полярного Урала в пределах хребта Манитанырд в административных границах Республики Коми. Открытию рудопроявлений способствовали многочисленные поисковые работы, проведённые в 1960–70 гг. прошлого столетия (А. С. Пекки и А. П. Рауш, 1961; В. А. Колпаков, 1962). Наиболее масштабные разведочные работы с проходкой горных выработок, скважин и двух штолен поставлены на Верхнеияуских и Нияхойских проявлениях (К. Н. Севастьянов и др., 1965). В 1988 г. проведены опытно-методические работы по совершенствованию методики разбраковки и оценки геохимических аномалий, включавшие опробование коренных выходов и бурение единичных скважин (А. М. Чулаевский, 1988). С середины 1980-х гг. началось активное изучение россыпной золотоносности района и кор выветривания (В. И. Повонский, 1983; А. П. Ермоленко, 1988; Н. Г. Новакова, 1992). В 2007–2009 гг. в пределах хребтов Манитанырд и Енганэпэ проведены литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (Л. И. Ефанова, 2009). В результате наряду с известными рудопроявлениями в районе установлены многочисленные геохимические аномалии Au и его элементов-спутников, большинство из которых не заверено.

В настоящее время Манитанырдский район считается одним из промышленно перспективных золотоносных районов на Полярном Урале [7], однако изученность рудопроявлений и пунктов минерализации остаётся недостаточной. Выявление природы геохимических аномалий по вторичным ореолам рассеяния является актуальной задачей поисков новых рудных объектов в районе. Ключом к пониманию природы этих аномалий могут служить свойства пирита, который является доминирующим минералом-концентратором золота и серебра во многих месторождениях мира и России [3, 10, 21], в том числе в золоторудных проявлениях Манитанырдского района [9, 25]. Кроме того, пирит – важнейший минерал, ко-

торый может содержать субмикроскопическое («невидимое») золото [4, 17, 26], а его состав признан одним из важнейших индикаторов условий рудообразования [5, 13, 27, 28]. Именно поэтому крайне важно провести анализ микроэлементов, входящих в состав пирита, определить характер минеральных включений, установить связи между элементами-спутниками золота в минерале и оценить их влияние на формирование геохимических аномалий по вторичным ореолам рассеяния золота.

Геологическое строение района. Краткая характеристика месторождения и рудопроявлений золота. Размещение месторождения и рудопроявлений золота контролируется протяжённой зоной разломов северо-восточного простирания (рис. 1) [7]. Это пакет сближенных тектонических нарушений шириной около 3–4 км, характеризующийся широким развитием зон расланцевания, катаклаза, милонитизации, гидротермальных изменений вмещающих пород (хлоритизация, эпидотизация, окварцевание, пиритизация) и внедрением даек габбро-долеритового состава.

В зоне рудоконтролирующих разломов выявлен целый ряд геохимических аномалий по вторичным ореолам рассеяния, оконтуривающих как известные рудопроявления, так и зоны рассеянной минерализации. Почти все золотоносные аномалии (Au 0,006–1,5 г/т) сопровождаются комплексом элементов (г/т): Ag (0,1), Zn (150), Pb (30), Cu (100), As (100), а также Mo, Sn, Bi, Ba, Sr, соответствующих минералого-геохимическим особенностям руд на проявлениях золота. При прогнозе типа скрытого оруденения, сопряжённого с аномалиями, предполагалось наличие минерализации с полиминеральным составом руд.

Рудовмещающими породами на рудопроявлениях золота являются верхнерифейско-вендские образования *бедамельской серии* – лавы и туфы базальтов, андезитов, дацитов, реже риолитов с линзами известняков общей мощностью 2000–2700 м, а также вулканогенно-осадочные отложения *енганэпейской свиты* верхнего венда – нижнего кембрия: флишоидное переслаивание туфопесчаников, ту-

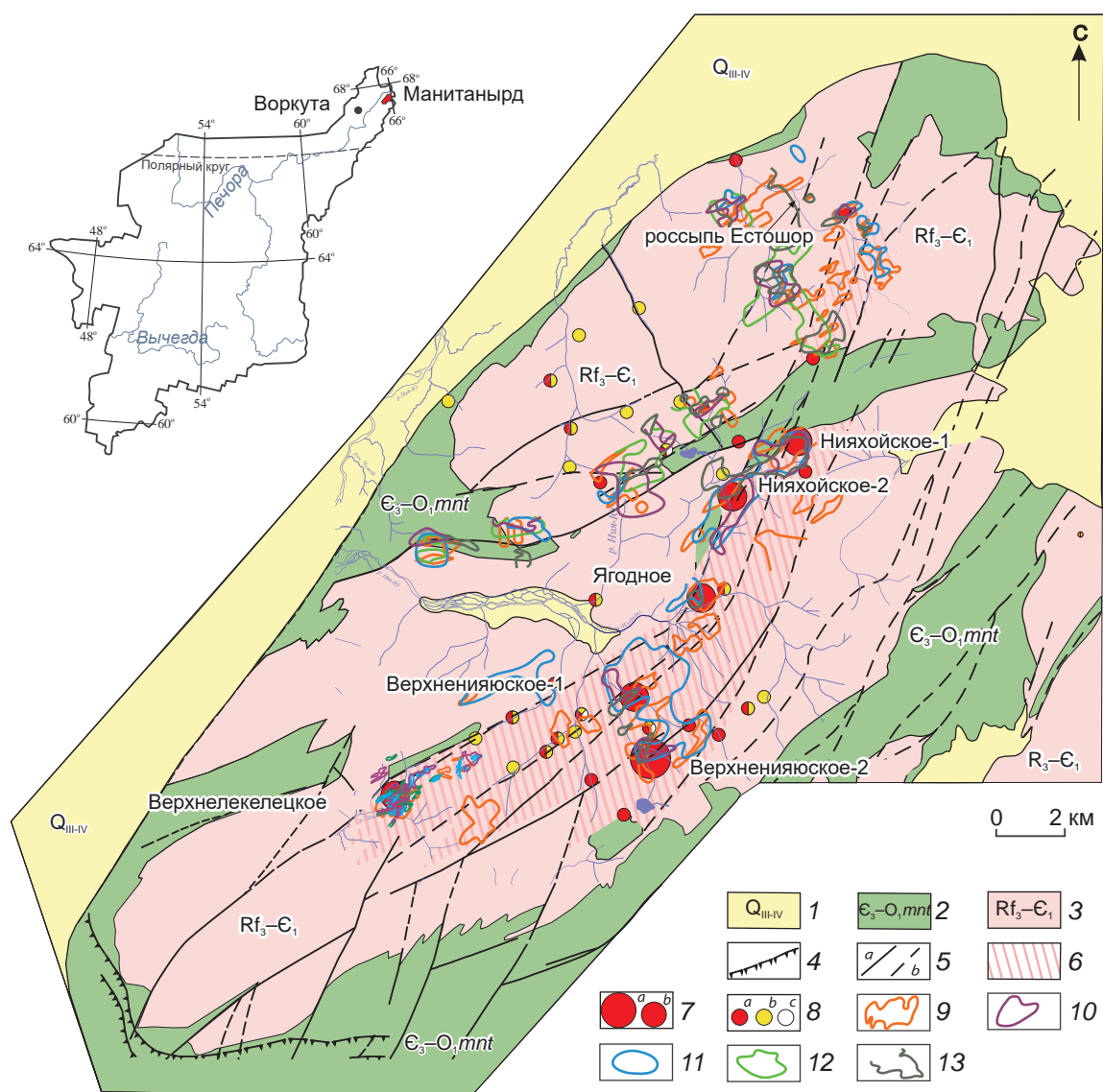


Рис. 1. Литохимические аномалии золота и сопутствующих элементов Манитанырдского района. Составлено на основе [18] с дополнениями:

1 – четвертичные отложения; 2 – манитанырдская серия: конгломераты, гравелиты, кварцитопесчаники; 3 – вулканогенно-терригенные и вулканогенные отложения энганэпейской свиты и бедамельской серии; 4 – тектонические покровы; 5 – разрывные нарушения: *a* – достоверные, *b* – предполагаемые; 6 – Нияюская рудная зона; 7 – месторождение (*a*) и проявления (*b*) Au; 8 – пункты минерализации: *a* – Au, *b* – Ag, *c* – As; литохимические аномалии по вторичным ореолам рассеяния: 9 – Au в контуре > 6 мг/т, 10 – Zn, 11 – Pb, 12 – Cu, 13 – As

Fig. 1. Lithochemical anomalies of gold and associated elements in the Manitynyrd region. Compiled based on [18], with additions:

1 – Quaternary sediments; 2 – Manitynyrd series: conglomerates, gravelites, quartzite sandstones; 3 – volcano-genetic-terrigenous and volcano-genetic deposits of the Enganepey formation and Bedamel Series; 4 – tectonic nappes; 5 – faults: *a* – reliable, *b* – supposed; 6 – Niyayu ore zone; 7 – ore deposit (*a*) and occurrences (*b*) of gold; 8 – points of mineralization: *a* – gold, *b* – silver, *c* – arsenic; lithochemical anomalies in secondary dispersion halos: 9 – outlines of Au > 6 mg/t, 10 – Zn, 11 – Pb, 12 – Cu, 13 – As



фоалевролитов и туфогравелитов мощностью 1200–1500 м. Манитаньрдская серия верхнего кембрия – нижнего ордовика с угловым несогласием залегает на эрозионной поверхности пород бедамельской серии и энганэпейской свиты. Она сложена конгломератами, гравелитами, кварцитопесчаниками, алевролитами. Мощность серии сильно изменчива – от 500 до 800 м (см. рис. 1).

Все породы района претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации [19]. Широко развиты гидротермальные кварцевые, кварц-хлоритовые, кварц-эпидотовые, сульфидно-кварцевые, баритовые, аксинитовые, кварц-карбонатные жилы и прожилки, выполняющие трещины северо-восточного простирания, ориентированные согласно сланцеватости пород.

На рудопроявлениях до глубины 15–60 м, реже до 150–190 м развита зона окисления и дезинтеграции, в которой рудные минералы в разной степени окислены.

Месторождение Верхненияюское-2 относится к жильному золото-сульфидно-кварцевому типу. Горными и буровыми работами в полосе шириной около 100 м прослежены четыре рудные зоны: Полярная, Северная, Промежуточная и Южная. Все зоны сложены жилами и прожилками кварц-сульфидного, кварцевого и кварц-хлоритового состава. Жильные образования катаклазированы, часто брекчированы, имеют мощность от нескольких сантиметров до первых дециметров, с редкими раздувами до 0,5–0,8 м, которые очень быстро выклиниваются. В кварцевых жилах развиты линзы и прожилки сульфидных руд, с которыми связаны наиболее высокие содержания золота (первые десятки г/т). На месторождении среднее содержание Au 4,8 г/т. Что же касается вмещающих метасоматически изменённых пород (базальтоиды, реже туфопесчаники), то в них можно наблюдать тонкое прожилкование и вкрапленность рудной минерализации, благодаря которой развивается слабая золотоносность (0,2–2,5 г/т, редко до 5–6 г/т). Оруденелые участки прослеживаются вблизи рудных жил и в их межжильном пространстве. По данным разведки, запасы месторождения Верхненияюское-2 составили

3,4 т Au и 10,9 т Ag, месторождение признано малоперспективным, мелким с упорными пирит-арсенопиритовыми рудами. Дальнейшая разведка не проводилась, хотя оруденение было прослежено скважинами до глубины 240 м с перспективами увеличения запасов золота на глубину и на флангах месторождения.

Все остальные рудопроявления (Нияхойское-1, Нияхойское-2, Ягодное, Верхненияюское-1) приурочены к более молодым отложениям позднего венда – раннего кембрия: туфопесчаникам, туфосланцам, альбит-серицитовым сланцам с редкими прослоями эффузивов основного состава. Для них также характерно развитие золото-кварц-сульфидных жил и, кроме того, прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации во вмещающих породах. Зоны катаклаза, милонитизации и эпигенетических изменений совместно с пиритом (1–2 %) формируют облик минерализованных зон. Визуально они выделяются высокой дислоцированностью и ржаво-бурой окраской пород мощностью первые метры – десятки метров. Содержания золота невысокие и колеблются от 0,01 до 2,4 г/т на мощность в первые метры. Участками в минерализованных зонах появляются маломощные (0,05–0,1 м) кварц-сульфидные прожилки, с которыми связано оруденение с наиболее значимыми содержаниями золота (от 5,6–20,4 г/т до ураганных). Характер контакта рудных жил резкий, прилегающие к жилам вмещающие породы в разной степени золотоносны.

Характерно, что рудная минерализация не проникает в верхнекембрийско-нижнеордовикские породы манитаньрдской серии, что позволяет считать возраст оруденения допалеозойским.

Минеральный состав руд. Сульфидная (в первую очередь пиритовая) минерализация на всех вышеперечисленных рудопроявлениях локализована в кварцевых жилах и прожилках, а также в минерализованных зонах. Содержание рудных минералов колеблется от 1–2 % (во вмещающих породах и жилах) до 70 % (в жилах).

Минеральный состав золото-сульфидно-кварцевых жил. Строение рудных жил слож-

ное, они характеризуются развитием сближенных кварцевых, сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилков, выполняющих трещины скалывания и отрыва. Наряду с пиритом и арсенопиритом в рудах присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит, а также редкие минералы – гисенит, фрейбергит, ауростибит, самородный висмут, тетраэдрит, теннантит, кубанит, штернбергит. С рудными минералами ассоциирует золото, образующее как самородные выделения в промежутках между рудными минералами, так и включения в сульфидах. Нерудные минералы представлены кварцем, которому сопутствуют слюды, хлорит, альбит, изредка эпидот. В зоне окисления широко развиты вторичные гипергенные минералы: халькозин, ковеллин, гётит, лимонит, скородит, церуссит. Максимальное содержание золота по результатам пробирного анализа бороздовых проб достигает 32,1 г/т на мощность 1,05 м, по отдельным секционным пробам колеблется от следов до 29,7 г/т и даже 92,4 г/т на мощность 0,2 м. В пробах высокие содержания золота сопровождаются повышением содержания серебра, однако нередко случаи, когда по данным аналитических исследований присутствует только серебро (до 70,2 г/т) при отсутствии золота (Северная зона месторождения Верхнеияуское-2).

На основании изучения взаимоотношений рудных жил и прожилков установлены два последовательно образовавшихся парагенезиса руд, впервые отмеченные при разведке месторождения Верхнеияуское-2 (К. Н. Севастьянов и др., 1965), а позднее подтверждённые исследованиями С. Н. Вахрушева [2], В. Н. Сазонова [15], С. К. Кузнецова [9], Т. П. Майоровой [11] и др. На начальном этапе сформировались сложные по морфологии кварцево-жильные, а также гнездово-прожилковые скопления пирита и арсенопирита, развитые в жилах и их зальбандах. С пиритом и арсенопиритом ассоциирует тонкодисперсное (0,001–0,005 мм) высокопробное золото I (Au – 80–90 мас. %, Ag – 10–20 мас. %, Hg < 0,8 мас. %). Образование поздней рудной ассоциации происходило после перерыва и дробления ранее сформированного кварцево-сульфидного агрегата.

Эти образования представляют вкрапленность, прожилки и гнёзда агрегатов пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и видимых частиц самородного золота. Указанная ассоциация является цементом для раздробленных участков руды. Здесь же в сростании с сульфидами спорадически отмечаются висмутин, самородный висмут, блёклые руды, самородное серебро. Со сфалеритом и халькопиритом тесно связано золото II неправильной, дендритовидной или удлинённой формы, размером от мельчайшего (менее 1 мкм) до 0,01–0,02 мм. Содержание золота изменяется от 30 до 90 мас. %, содержание серебра – от 10 до 65 мас. %. Характерным второстепенным компонентом является ртуть, которая в количестве 1–3 мас. % постоянно фиксируется в низкопробном золоте, кюстелите и золотистом серебре. При содержании золота выше 65–70 мас. % содержание ртути ниже предела обнаружения (0,8 мас. % Hg).

Минеральный состав золото-сульфидных минерализованных зон. В минерализованных зонах отмечены вкрапления пирита, отличающиеся по форме и размерам (до 2 мм). По морфологии установлено абсолютное преобладание трёх основных форм кристаллов пирита: кубической {100}, пентагондодекаэдрической {210} и октаэдрической {111}. Но в большинстве случаев облик кристаллов обусловлен комбинацией форм {100}, {210} и {111} с преобладанием одной из них.

При микроразведочных исследованиях в пирите обнаружены микровключения: халькопирит, теллуровисмутит и тетрадимит, колорадоит, алтаит, калаверит. В протоочных пробах из гипергенно изменённых пород минерализованных зон почти всегда обнаруживаются частицы золота величиной от 0,1 до 0,5 мм. Золото рудного облика кристалломорфное и сложной формы. Пробность золота 891–948 ‰, основная примесь – серебро. В зоне окисления кристаллы пирита псевдоморфно замещены гётитом.

Объекты, материалы и методы исследования. Материалом для исследования послужили 15 монофракций пирита, выделенных из концентратов рудных проб, с первоначальным



весом 3–12 кг, измельчённых до 1 мм. Пробы отобраны из рудных жил на месторождении Верхнеияюское-2 (шесть проб) и проявлении Верхнеияюское-1 (три пробы), из минерализованных зон (гидротермально-изменённых пиритизированных пород) – Ягодное (четыре пробы), Нияхойское-2 (две пробы). По результатам атомно-абсорбционного анализа в этих пробах ранее установлены повышенные содержания золота (от 0,01 до > 1 г/т). Анализ микроэлементного состава пирита выполнен методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Agilent 7700x (Agilent Technologies) в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик Г. В. Игнатьев). Разложение растёртого до порошка пирита проводилось путём кислотного вскрытия пробы в герметично закрытых фторопластовых сосудах в микроволновой печи (Sineo MDS-10), использовались навески массой 0,1 г. Нижние пределы обнаружения элементов (ppm): Mo, Be, Sc, Cs, W – 0,01; V – 0,002; Th – 0,001. Две пробы пирита (Верхнеияюское-2, Ягодное) проанализированы на группу рудных элементов (Au, As, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, Se, Mo, Ag, Sb, Te, Pb, Bi) в Центральной исследовательской лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре Agilent 7700x (аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов). Нижние пределы обнаружения элементов, ppm: Ag – 0,01; As, Co – 0,5; Ni, Cu, Zn, Pb – 1; Ge, Se, Sb, Bi – 0,1; Te – 0,2; Mo – 0,6. Содержание Au определялось атомно-абсорбционным методом, нижний предел обнаружения – 0,002 ppm.

Для минералогических исследований были изготовлены полированные шлифы из образцов руд и монтированные в эпоксидной смоле зёрна пирита. Всего изучено более 100 зёрен пирита из концентратов. Состав пирита определялся на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max (аналитик Е. М. Тропников). Напряжение 20 кВ, ток пучка 15 нА, диаметр пучка до 1 мкм, время набора спектров 60–80 с (600 тыс. импульсов). Характеристические линии: Ка для Fe, Cu, Zn, S; La для Ag, As; Ma для Pb, Au.

Погрешность определения (мас. %): Fe – 0,15, As – 0,22, S – 0,14, Cu – 0,29, Pb – 0,69, Au – 0,5, Ag – 0,38, Zn – 0,2. В качестве стандартов использовались чистые металлы для Fe, Cu, Zn, Ag, Au, Pb; FeS₂ для Fe, S; PbTe для Pb; InAs для As. Изображения получены в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE) при ускоряющем напряжении 20 кВ.

Для анализа многомерной статистики использовался программный пакет Statistica (версия 10.0). Проведена стандартизация исходных переменных, общее количество исследованных образцов – 15. Для получения информации о неоднородности пирита и взаимосвязях между элементами-примесями применён корреляционный анализ. Корреляция между двумя переменными считалась значимой при абсолютном значении коэффициента (r) больше 0,7. Построена корреляционная матрица и выявлены корреляционные связи между парами элементов. Далее переменные кластеризованы иерархическим (древовидным) методом с использованием различных мер расстояния и различных правил объединения (связывания) кластеров. Выбран наиболее информативный способ (метод Варда, мера расстояния – 1-коэффициент корреляции Пирсона). На основе данных кластерного анализа построены дендрограммы.

Результаты исследования. Геохимия и минералогия пирита. Геохимия пирита. Для дальнейшего прогнозирования золотого оруденения важно изучить микроэлементный состав пирита, определить характер минеральных включений, установить связь между элементами-спутниками золота в пирите, отобранном из жильных и минерализованных зон.

По данным ICP-MS анализа, в пирите установлен широкий набор микропримесей с вариациями содержаний от 0, n до $n \cdot 10^4$ ppm. Среди них выделены следующие группы элементов: *рудогенные* (Cu, Zn, Pb, Bi, Mo, W, Au, Ag), *петрогенные* (Mn, V, Cr, Ni, Co), *редкие и рассеянные* (Li, Be, Sc, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, Ta, Th, U), *редкоземельные* (от La до Lu) (рис. 2; таблица).

Набор микропримесей для всех проявлений один и тот же, но для пирита жильных

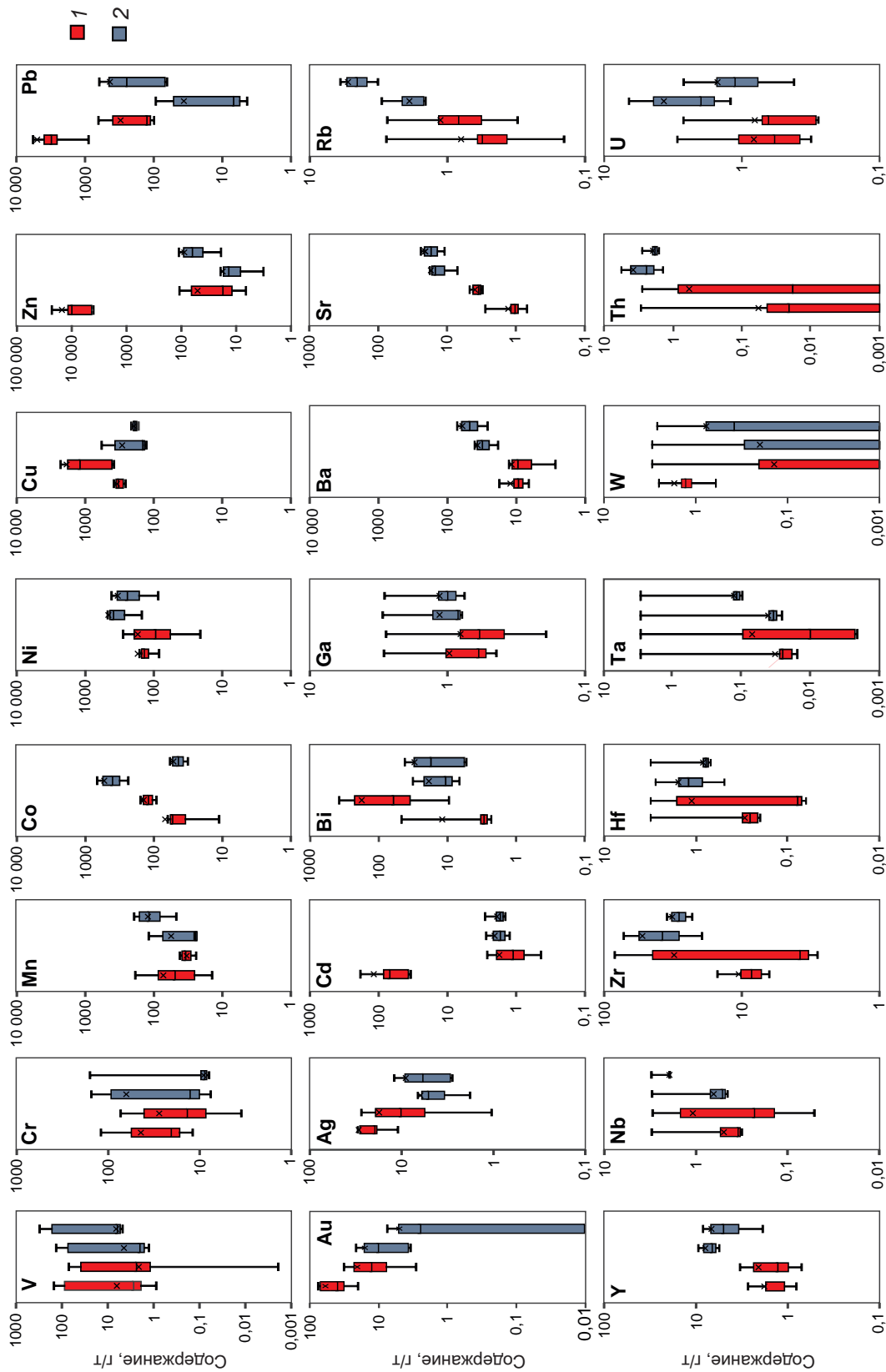


Рис. 2. Диаграмма размаха содержания микропримесей в пирите:
1 – золото-сульфидно-кварцевые жилы (Верхняяюское-2, Верхняяюское-1); 2 – минерализованные зоны (Ягодное, Нижняяюское-2); границы «ящика» – первый и третий квартили, горизонтальная черта в «ящике» – медиана, крестик – среднее значение содержания

Fig. 2. Diagram showing the range of concentrations of the microimpurities in pyrite:
1 – gold-sulfide-quartz veins (Verkhniyayuskoje-2, Verkhniyayuskoje-1); 2 – mineralized zones (Yagodnoye, Niyakhoiskoje-2). The boundaries of the “box” are the first and third quartiles; the horizontal line in the “box” is the median; the cross is the average content value



Таблица. Содержание элементов-примесей в пирите, г/т

Table. Content of trace elements in pyrite, g/t

| Элемент | Золото-сульфидно-кварцевые жилы | | | | | | Минерализованные зоны | | | | | |
|---------|---------------------------------|--------|-------------|-----------------|------|-------------|-----------------------|------|-------------|--------------|------|-------------|
| | Верхнеияуское-2 | | | Верхнеияуское-1 | | | Ягодное | | | Нияхойское-2 | | |
| | Min | Max | Mid (n = 5) | Min | Max | Mid (n = 3) | Min | Max | Mid (n = 3) | Min | Max | Mid (n = 2) |
| V | 0,89 | 18 | 6,52 | нпо | 3,9 | 2,13 | 1,3 | 10 | 4,47 | 4,8 | 8,3 | 6,55 |
| Cr | 12 | 115 | 44 | 3,5 | 66 | 27,83 | 7,6 | 171 | 63,87 | 8,1 | 10 | 9,05 |
| Mn | 14 | 186 | 72 | 24 | 40 | 33 | 24 | 119 | 55,67 | 47 | 195 | 121 |
| Co | 35 | 86 | 67,4 | 107 | 169 | 138 | 323 | 757 | 526 | 38 | 64 | 51 |
| Ni | 121 | 192 | 167 | 58 | 314 | 168 | 272 | 576 | 456 | 166 | 491 | 329 |
| Cu | 287 | 399 | 345 | 423 | 3107 | 1858 | 141 | 581 | 289 | 186 | 202 | 194 |
| Zn | 4445 | 28 488 | 15 032 | 12 | 112 | 49 | 8,4 | 24 | 17,13 | 41 | 131 | 86 |
| Pb | 2620 | 7462 | 4982 | 114 | 651 | 303 | 5,7 | 94 | 36,03 | 70 | 800 | 435 |
| Mo | нпо | 0,19 | 0,06 | нпо | 2,3 | 0,85 | нпо | 19 | 6,34 | 0,56 | 1,5 | 1,03 |
| Au | 33 | 83 | 59,6 | 7,9 | 37 | 20,97 | 3,8 | 28 | 16,27 | 0,01 | 10 | 5,01 |
| Ag | 19 | 36 | 29,2 | 5,7 | 32 | 17,57 | 3,5 | 8,3 | 6,23 | 3 | 15 | 9 |
| Cd | 39 | 236 | 121 | 0,79 | 3 | 1,76 | 1,5 | 2,7 | 2,07 | 1,6 | 2,2 | 1,9 |
| Bi | 2,7 | 47 | 11,96 | 36 | 407 | 177 | 8,8 | 34 | 18,6 | 5,8 | 54 | 29,9 |
| Ga | 0,53 | 1,9 | 0,97 | 0,39 | 1,2 | 0,79 | 0,82 | 1,7 | 1,13 | 0,88 | 1,4 | 1,14 |
| Ge | 14 | 18 | 15,8 | 14 | 16 | 14,67 | 19 | 22 | 20 | 15 | 16 | 15,5 |
| Ba | 8,1 | 19 | 11,96 | 6,1 | 16 | 11,7 | 25 | 46 | 36,33 | 37 | 82 | 59,5 |
| Sr | 0,94 | 1,5 | 1,27 | 3,4 | 4,7 | 3,9 | 11 | 21 | 17 | 14 | 27 | 20,5 |
| Rb | 0,37 | 1,4 | 0,8 | 0,57 | 1,7 | 1,12 | 1,5 | 2,7 | 1,9 | 3,9 | 6,7 | 5,3 |
| Y | 1,1 | 3 | 1,78 | 1 | 3,6 | 2,07 | 6,2 | 10 | 7,87 | 3,5 | 10 | 6,75 |
| Nb | 0,33 | 0,86 | 0,49 | 0,14 | 2,7 | 1,05 | 0,48 | 0,86 | 0,63 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| Cs | нпо | 0,04 | 0,01 | нпо | 0,04 | 0,02 | нпо | 0,09 | 0,04 | 0,66 | 1,9 | 1,28 |
| La | 1,3 | 2,3 | 1,6 | 2,3 | 5,6 | 4 | 7,2 | 22 | 12,7 | 4,8 | 7,1 | 5,95 |
| Ce | 2,5 | 4,7 | 3,18 | 4,4 | 13 | 8,43 | 7,9 | 40 | 22,63 | 9,8 | 16 | 12,9 |
| Pr | 0,29 | 0,59 | 0,39 | 0,56 | 1,7 | 1,09 | 1,7 | 5,1 | 3,17 | 1,3 | 2,5 | 1,9 |
| Nd | 1,2 | 2,4 | 1,58 | 2,1 | 6,2 | 4 | 6,5 | 20 | 12,5 | 5,3 | 11 | 8,15 |
| Sm | 0,24 | 0,51 | 0,33 | 0,31 | 0,82 | 0,62 | 1,1 | 3,8 | 2,43 | 1,4 | 3,4 | 2,4 |
| Eu | 0,07 | 0,2 | 0,12 | 0,07 | 0,22 | 0,16 | 0,32 | 1 | 0,58 | 0,41 | 0,97 | 0,69 |
| Gd | 0,35 | 0,71 | 0,48 | 0,39 | 1,2 | 0,84 | 1,5 | 4,8 | 3 | 1,6 | 3,5 | 2,55 |
| Tb | 0,04 | 0,11 | 0,07 | 0,04 | 0,13 | 0,09 | 0,18 | 0,5 | 0,34 | 0,15 | 0,46 | 0,31 |
| Dy | 0,25 | 0,68 | 0,39 | 0,18 | 0,78 | 0,45 | 1 | 2,3 | 1,67 | 0,78 | 2,4 | 1,59 |
| Ho | 0,04 | 0,12 | 0,08 | 0,04 | 0,17 | 0,1 | 0,19 | 0,39 | 0,3 | 0,16 | 0,49 | 0,33 |
| Er | 0,17 | 0,43 | 0,26 | 0,19 | 0,67 | 0,38 | 0,62 | 1,3 | 0,97 | 0,48 | 1,5 | 0,99 |
| Tm | 0,02 | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,1 | 0,06 | 0,08 | 0,19 | 0,13 | 0,07 | 0,21 | 0,14 |
| Yb | 0,17 | 0,34 | 0,23 | 0,21 | 0,75 | 0,46 | 0,53 | 1,2 | 0,87 | 0,48 | 1,5 | 0,99 |
| Lu | 0,02 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,13 | 0,09 | 0,12 | 0,23 | 0,16 | 0,08 | 0,26 | 0,17 |
| Be | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0,13 | 0,74 | 0,44 |
| Li | 0,12 | 1,8 | 0,6 | 0,15 | 0,57 | 0,43 | 0,47 | 1,9 | 1,01 | 1,3 | 1,7 | 1,5 |
| Sc | нпо | 2,5 | 0,76 | нпо | нпо | нпо | нпо | 1,4 | 0,47 | нпо | 2,3 | 1,16 |
| Zr | 7,3 | 16 | 10,44 | 3,3 | 85 | 30,87 | 29 | 82 | 53 | 26 | 38 | 32 |
| Hf | 0,21 | 0,43 | 0,28 | 0,07 | 3 | 1,05 | 0,82 | 2,1 | 1,47 | 0,71 | 0,88 | 0,8 |
| Ta | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,002 | 0,18 | 0,07 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,11 | 0,14 | 0,13 |
| W | 1,1 | 2 | 1,68 | нпо | 0,39 | 0,14 | нпо | 0,57 | 0,2 | нпо | 1,5 | 0,76 |
| Th | нпо | 0,22 | 0,06 | нпо | 1,7 | 0,58 | 2 | 6,4 | 3,83 | 1,8 | 2,2 | 2 |
| U | 0,38 | 1,5 | 0,82 | 0,29 | 1,1 | 0,8 | 1,6 | 7 | 3,67 | 0,77 | 2,2 | 1,49 |
| As | | | 41 500 | | | | | | 348 | | | |
| Te | | | 2,31 | | | | | | 3,41 | | | |

Продолжение таблицы

| Элемент | Золото-сульфидно-кварцевые жилы | | | | | | Минерализованные зоны | | | | | |
|-----------------|---------------------------------|-------|----------------|-----------------|-------|----------------|-----------------------|------------|----------------|--------------|-------|----------------|
| | Верхнеияюское-2 | | | Верхнеияюское-1 | | | Ягодное | | | Нияхойское-2 | | |
| | Min | Max | Mid (n = 5) | Min | Max | Mid (n = 3) | Min | Max | Mid (n = 3) | Min | Max | Mid (n = 2) |
| Se | | | 0,42 | | | | | | 14,9 | | | |
| Th/U | | | 0,07 | | | 0,73 | | | 1,05 | | | 1,35 |
| ΣREE | 22,2 | 27,23 | 24,57 | 24,86 | 44,11 | 35,43 | 47,94 | 125 | 81,44 | 41,8 | 67,29 | 54,55 |
| ΣLREE/ ΣHREE | 9,78 | 20,04 | 15,64 | 9,19 | 21,15 | 15,43 | 9 | 10,44 | 9,93 | 5,52 | 10,02 | 7,77 |
| La/Yb | 5,86 | 7,78 | 6,98 | 5,47 | 13,66 | 10,03 | 10,23 | 18,33 | 14,05 | 4,73 | 10 | 7,37 |
| Eu/Eu* | 0,71 | 1,01 | 0,86 | 0,57 | 0,81 | 0,66 | 0,49 | 0,76 | 0,65 | 0,83 | 0,85 | 0,84 |

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) / 2$, нормировано к хондриту [24]; нпо – ниже предела обнаружения. Для расчёта средних содержаний элемента с нпо использовалось значение $1/2$ предела обнаружения, n – число определений.

образований характерны высокие содержания рудогенных элементов (г/т): Ag (5,7–36), Zn (12–28488), Cd (3–236), Pb (114–7462), Cu (287–3107), Bi (2,7–407), у вкрапленного пирита минерализованных зон содержания ниже, но остаются достаточно высокими: Ag (2,6–15), Zn (8,4–131), Cd (1,5–2,7), Pb (5,7–800), Cu (129–581), Bi (5,8–54).

В пирите из минерализованных зон обнаружены микровключения минералов, в определённой мере отражающие минеральный состав и геохимическую специализацию вмещающих его пород. Об этом свидетельствует набор петрогенных элементов (г/т): V (1,3–140), Cr (2,9–171), Mn (24–195).

Пирит из жильных и минерализованных зон незначительно отличается друг от друга по набору элементов-примесей, но их содержания различаются, так же как и корреляционные связи между элементами.

Золото. Интерес с позиции металлоносности представляет Au, содержания которого в пирите из сульфидно-кварцевых жил (Верхнеияюское-2, Верхнеияюское-1) от 8 до 83 г/т, немного ниже в пирите минерализованных зон (Ягодное, Нияхойское-2) – от 3,8 до 28 г/т. Отметим, что указанные содержания являются высокими для оценки потенциальной золотоносности как жил, так и минерализованных зон. Для Au в пирите из жильных зон устойчивой является положительная корреляция (r – коэффициент корреляции) с Pb ($r = +0,86$),

Ag ($r = +0,75$), а также парой Zn ($r = +0,68$) – Cd ($r = +0,66$). Что же касается минерализованных зон, то у Au нет положительной связи с рудогенными элементами, напротив, проявлены сильные отрицательные связи с Zn ($r = -0,71$), Cd ($r = -0,71$), Ga ($r = -0,78$), а также с петрогенными V ($r = -0,91$) и Mn ($r = -0,85$).

Серебро. Содержание серебра в пирите всегда ниже, чем золота (см. табл.). По данным корреляционного анализа, Ag в пирите из жильных зон связано положительной корреляцией с Au ($r = +0,75$) и Pb ($r = +0,72$) и значимой отрицательной с Th ($r = -0,72$). В пирите из минерализованных зон Ag показывает значимую пропорциональную связь с Pb ($r = +0,9$), но теряется связь с Au (рис. 3, б). Наличие серебра в пирите жильных зон обусловлено изоморфной примесью в микровключениях золота, а также присутствием микровключений Ag-содержащих блёклых руд.

Цинк. В пирите из сульфидно-кварцевых жил по аномально высоким максимальным значениям цинк лидирует среди остальных элементов, средние содержания его достигают промышленных значений – 1,5 кг/т при максимальном значении 28,5 кг/т. Такой пирит развит на месторождении Верхнеияюское-2. В корреляционном ряду Zn занимает одно из первых мест и коррелирует со Pb ($r = +0,9$), Ag ($r = +0,7$), Au ($r = +0,68$), а также с Cd ($r = +0,66$), типичной изоморфной примесью в сфалерите. Это же подтверждается минералогическими

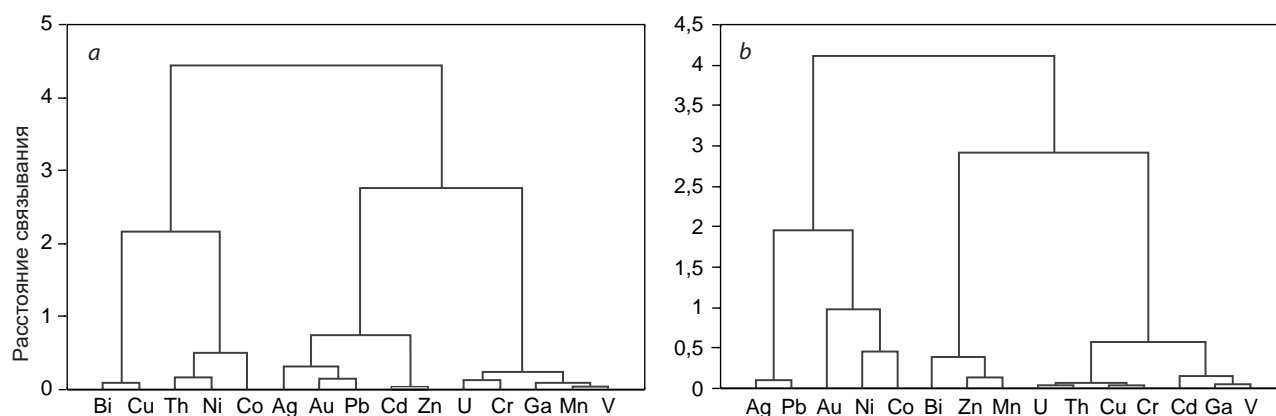


Рис. 3. Дендрогаммы элементов-примесей в пирите:

a – в жилах (рудопрооявления Верхненияюское-1, Верхненияюское-2); *b* – в минерализованных зонах (рудопрооявления Ягодное, Нияхойское-2)

Fig. 3. Dendrograms of trace elements in pyrite:

a – in veins (ore occurrences: Verkhneniyayuskoye-1, Verkhneniyayuskoye-2); *b* – in mineralized zones (ore occurrences: Yagodnoye, Niyakhoyskoye-2)

данными – сфалерит часто встречается в виде микровключений в пирите размером от 1 до 50 мкм [9]. Что же касается пирита минерализованных зон, он характеризуется меньшими содержаниями Zn (см. табл.), составляющими десятки г/т, но сильными положительными связями с Bi ($r = +0,72$) и Mn ($r = +0,86$) на фоне отрицательной корреляции с Au ($r = -0,72$).

Кадмий. В разновидностях пирита жильных и минерализованных зон средние значения Cd низкие, однако на месторождении Верхненияюское-2 в пробах, обогащённых Zn, достигают 236 г/т (см. табл.). Корреляционный анализ показал значимую положительную связь Cd с элементами, характерными для состава сфалерита (Zn, Ga), а также с Mn, Cr, V – типичными элементами вмещающих вулканогенных пород основного состава.

Свинец. Пирит жильных зон концентрирует на 1–2 порядка больше Pb, достигая значений 7,5 кг/т по сравнению с пиритом минерализованных зон – 800 г/т. Корреляционный анализ пирита жильных зон показал тесную связь Pb с Au ($r = +0,86$), Ag ($r = +0,72$), Zn ($r = +0,84$) и Cd ($r = +0,81$). В пирите из минерализованных зон зафиксированы сильные положительные связи между Pb и Ag. Примесь свинца обусловлена присутствием в пирите микровключений галенита.

Медь. Наряду с Zn и Pb пирит характеризуется сравнительно невысоким содержанием Cu (194–345 г/т), и только на рудопрооявлении Верхненияюское-1 отмечается его резкое повышение на 1–2 порядка и сильная положительная связь меди с висмутом ($r = +0,92$). Примесь меди в пирите, как правило, обусловлена присутствием микровключений халькопирита, реже тетраэдрита и сульфосолей Pb, Cu и Bi. Коэффициенты корреляции, рассчитанные для пирита из минерализованных зон, несколько иные, появляются положительные связи Cu с Cr ($r = +0,99$), Cd ($r = +0,84$), Ga ($r = +0,86$), Th ($r = +0,94$), U ($r = +0,95$).

Висмут. Содержание Bi в пирите довольно стабильно и варьирует в пределах 12–29 г/т, и только в жильных зонах рудопрооявления Верхненияюское-1 оно возрастает на порядок (см. табл.). Здесь же между Bi и Cu прослеживаются сильные связи ($r = +0,92$), о чём сказано выше, а в пирите из минерализованных зон установлена положительная связь с Zn ($r = +0,72$) и отрицательная с Ni ($r = -0,95$).

Никель, кобальт. Оба элемента, являясь, как правило, структурными примесями в пирите, имеют пониженные значения в жильных зонах (Co – 67–138, Ni – 167–168 г/т) и немного повышенные в минерализованных зонах (Co – 51–526, Ni – 329–456 г/т). Следует отметить,

что содержание Ni и Co на порядок возрастает в минерализованной зоне рудопоявления Ягодное (см. табл.). При этом Ni в большинстве случаев доминирует над Co. Связь между элементами незначительная ($r = +0,46$).

Ванадий. Ванадий в пирите содержится в незначительных количествах, составляя 2,13–18 г/т при кларке для вмещающих основных вулканитов 220 г/т [6]. В корреляционном ряду для пирита жильных и минерализованных зон выделяется связь V с Cr ($r = +0,88$), Mn ($r = +0,99$), а также с элементами, входящими в состав сфалерита: Zn ($r = +0,77$), Cd ($r = +0,83$), Ga ($r = +0,95$). Значимой является обратная связь V с Au ($r = -0,91$).

Марганец. Содержание Mn в пирите из жильных и минерализованных зон низкое (см. табл.), колеблется в интервале 14–195 г/т и лишь на Нияхойском-2 возрастает в два-три раза (при кларке для вулканитов основного состава 1400 г/т). В пирите жильных и минерализованных зон Mn коррелирует с V ($r = +0,99$) и Cr ($r = +0,88$), а также с элементами, входящими в состав сфалерита: Zn ($r = +0,86$), Cd ($r = +0,79$), Ga ($r = +0,91$). Значимой является обратная связь Mn с Au ($r = -0,85$).

Хром. Содержания Cr низкие, достигают максимальных значений 171 г/т, что соответствует кларковому содержанию в вулканитах основного состава [6]. Cr в пирите из жильных зон образует положительную связь с V ($r = +0,88$), Mn ($r = +0,88$), Ga ($r = +0,82$), U ($r = +0,87$). В пирите минерализованных зон отмечаются прямо пропорциональные зависимости содержаний Cr с Cu ($r = +0,99$), Cd ($r = +0,82$) (см. рис. 3). Выше уже сказано, что наличие хрома указывает на примесь основной и ультраосновной пирокластике во вмещающих пирит туфопесчаниках.

Теллур, селен. Данные элементы не участвуют в выборке для кластерного анализа, так как проанализировано недостаточное для статистики количество проб. Тем не менее мы приводим их единичные содержания (см. табл.), поскольку как в пирите, так и в золото-сульфидных рудах Манитаньрдского района присутствие Te и Se установлено впервые. Содержание Te чуть выше в минерализованных зо-

нах (до 3,41 г/т) по сравнению с золото-сульфидно-кварцевыми жилами (2,31 г/т), Se – 14,9 и 0,42 г/т соответственно (см. табл.). Содержание этих элементов относительно низкие по сравнению с другими месторождениями, в которых концентрации Te и Se в пирите варьируют от 0,02 г/т до 20 800 г/т и 4250 г/т соответственно, при этом Te и Se в пирите могут быть либо структурно связаны в решётке в результате замещения S, либо размещены в виде включений собственных минеральных фаз субмикронного размера [23]. Повышенное содержание Te в пирите минерализованных зон (Ягодное) связано с присутствием субмикронных включений теллуридов Bi, Pb, Hg, Au. Собственных минеральных фаз Se не обнаружено.

Мышьяк. По данным ICP-MS анализа единичных проб пирита (см. табл.), содержание As в пирите из рудных жил месторождения Верхнеияжское-2 достигает высоких значений (41 500 г/т), значительно превышая таковое в минерализованной зоне проявления Ягодное (348 г/т). Высокие концентрации As обусловлены как присутствием микровключений арсенопирита, так и его изоморфной примесью в структуре пирита, о чём будет сказано ниже.

Уран, торий. Концентрация U и Th в пирите жильных зон весьма низкая, в среднем составляет для U 0,8–0,82 г/т, для Th колеблется от 0,06 до 0,58 г/т, возрастая на порядок в пирите минерализованных зон – до 1,49–3,67 и 2–3,83 г/т соответственно (см. табл.). U и Th в пирите могут находиться как в сорбированной форме, так и в виде минеральных микровключений [12, 20]. В пирите минерализованных зон по данным микронзондового анализа установлены микровключения ряда минералов, которые потенциально могут содержать примеси урана и тория (см. ниже). Для U установлены положительные корреляционные связи с Cu ($r = +0,95$), Cr ($r = +0,87$), для Th с Cu ($r = +0,94$) и отрицательные для Th с Ag ($r = -0,72$).

В результате в пирите из жильных зон установлена высокая положительная связь между следующими элементами-примесями: Au–Ag, Au–Pb, Au–Zn, Zn–Pb, Ag–Pb, Cu–Bi. На



дендрограмме (см. рис. 3, а) указанные элементы на основе присущих им корреляционных связей формируют группы (кластеры): (1) Ag-Au-Pb-Zn-Cd, (2) Bi-Cu-Ni-Co-Th и (3) U-Cr-Ga-Mn-V.

В первую группу кластеров входят основные рудогенные элементы, соответствующие геохимическим особенностям поздней галенит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации с золотом и серебром.

Вторая группа кластеров объединяет элементы, которые отражают минеральный состав заключительной стадии рудного процесса: блёклые руды, самородный висмут, сульфосоли висмута.

Третья группа кластеров включает петрогенные элементы, которые не участвуют в рудообразовании, а отражают влияние состава вмещающих пород (вулканитов основного состава).

На дендрограмме (см. рис. 3, б) ассоциации элементов минерализованных зон объединяются в кластеры: Ni-Co-Au-Ag-Pb, Zn-Mn-Bi и V-Ga-Cd-Cr-Cu-Th-U. Первые две группы кластеров также включают рудогенные элементы поздней ассоциации: халькопирит, сфалерит, галенит. При этом сильные положительные связи установлены для пар элементов: Ag-Pb и Zn-Bi, тогда как у Au наблюдается лишь одна отрицательная связь с Zn и отсутствует корреляция с остальными элементами. Третья группа кластеров включает петрогенные элементы.

Таким образом, в пирите минерализованных зон нарушаются все корреляционные связи Au с рудогенными элементами, даже с серебром, что позволяет допустить его независимое поведение в рудообразующем процессе. Исследования показали присутствие в пирите редких субмикроскопических выделений золота. Однако на вопрос, входит ли Au в решётку пирита или находится в нём только в виде микровключений, в будущем ещё предстоит ответить.

Редкоземельные элементы. Как известно, редкоземельные элементы встречаются в сульфиде в различных формах, включая твёрдые растворы, субмикроскопические минеральные

включения, или сорбируются на их поверхности [22]. Кроме того, по данным М. Н. Римской-Корсаковой и А. В. Дубинина [14], тяжёлые REE могут входить в кристаллическую решётку сульфидов, так как имеют небольшой ионный радиус, близкий по размерам основным ионам кристаллической решётки сульфида (Fe, Zn). Лёгкие лантаноиды имеют большой ионный радиус, что не позволяет реализоваться замещению в кристаллической решётке, поэтому данные элементы сорбируются на поверхности сульфидов в виде свободных ионов. При этом спектры распределения REE в пирите напрямую характеризуют состав лантаноидов во флюиде, что позволяет судить о его источниках [8].

Суммарное содержание REE в пирите варьирует в широких пределах от 22 до 125 г/т (см. табл.). Их максимальные количества устанавливаются в пирите из минерализованных зон ($\Sigma\text{REE} = 42\text{--}125$ г/т). Общей чертой составов REE в пирите во всех проявлениях является обогащение лёгкими элементами относительно тяжёлых (рис. 4). Спектры распределения REE пирита из всех проявлений имеют чётко выраженный Eu-минимум и характеризуются нормальным распределением REE с высокой степенью фракционирования, что подтверждается повышенными величинами $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 9\text{--}21$. В целом вариации отношений La/Yb колеблются от 1 до 18, указывая на различную степень дифференцированности лёгких редкоземельных элементов относительно тяжёлых.

Значения Eu/Eu* в пирите из жил и минерализованных зон приближены к 1 (хондриту), что свидетельствует о существенном влиянии глубинного вещества (флюидов) на формирование рудных минералов [1].

Минералогия пирита. Химический состав. Высокие содержания элементов-примесей в пирите по результатам ICP-MS, приведённые в таблице, частично обусловлены изоморфной примесью некоторых из них (Ni, Co, As). Содержание железа и серы в изученных образцах изменяется в пределах (мас. %): Fe – 44,49–46,41, S – 49,26–52,81. Дефицит в анионной и катионной частях в отдельных случаях ком-

пенсруется присутствием примесей As (0,22–5,29 мас. %), Ni (0,09–0,82 мас. %) и Co (0,25–1,97 мас. %). При этом наибольший диапазон содержаний As характерен для пирита из жильных зон, где отмечаются участки освет-

ления с характерной ростовой зональностью (рис. 5). С учётом изоморфизма ($Fe \leftrightarrow Co$; $S \leftrightarrow As$), отношение S/Fe в среднем составляет 1,15, что указывает на высокую стехиометрию минерала [16].

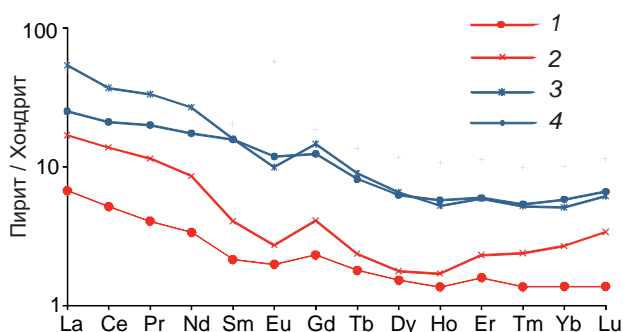


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в пирите (средние значения в таблице), нормированных на хондрит [24]:

жилы: 1 – Верхненяюское-2, 2 – Верхненяюское-1; минерализованные зоны: 3 – Ягодное, 4 – Нияхойское-2

Fig. 4. Distribution of rare earth elements in pyrite (average values in Table), normalized to chondrite [24]:

veins: 1 – Verkhneniyayuskoye-2, 2 – Verkhneniyayuskoye-1; mineralized zones: 3 – Yagodnoye, 4 – Niyakhoykoye-2

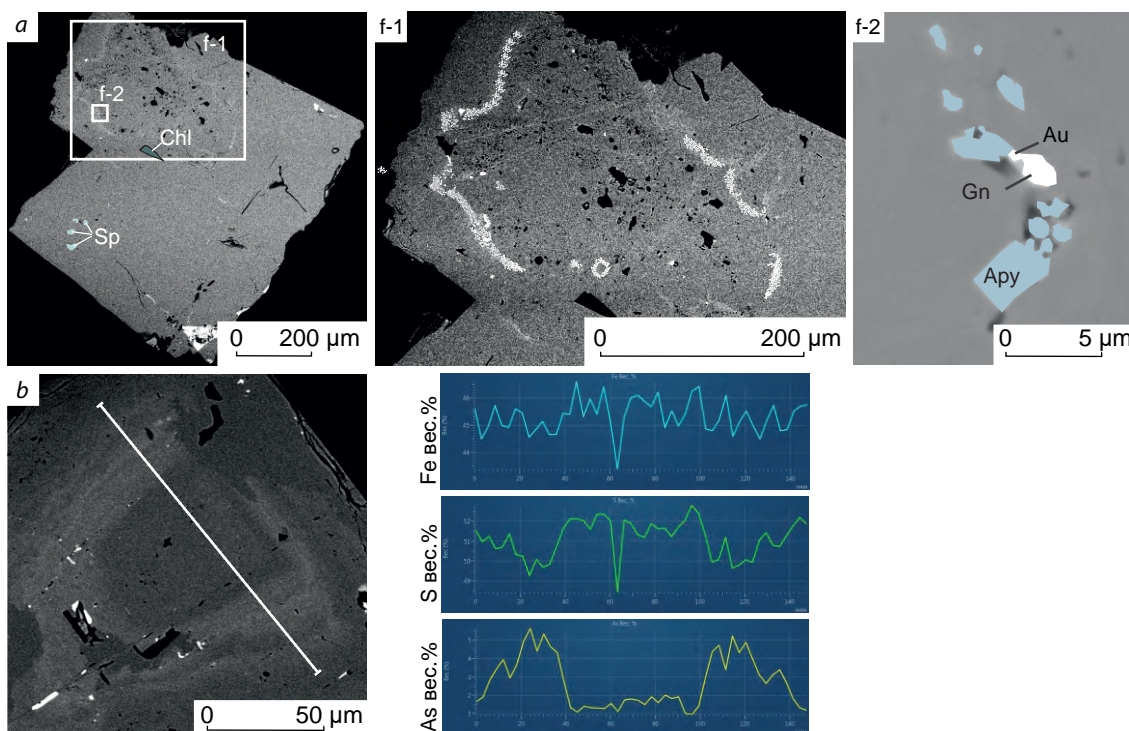


Рис. 5. Неоднородное распределение примеси мышьяка (светлое) в пирите:

a – зерно пирита с включениями сфалерита (Sp) и хлорита (Chl); *f-1* – распределение As в пирите; *f-2* – сростки галенита (Gn), арсенопирита (Apy) и золота (Au) в пирите (проба 1472-2); *b* – распределение As, S и Fe в зерне пирита (проба 1472-3)

Fig. 5. Heterogeneous distribution of arsenic impurity (light) in pyrite:

a – pyrite grain with inclusions of sphalerite (Sp) and chlorite (Chl); *f-1* – As distribution in pyrite; *f-2* – intergrowths of galena (Gn), arsenopyrite (Apy), and gold (Au) in pyrite (Sample 1472-2); *b* – As, S, and Fe distribution in a pyrite grain (Sample 1472-3)

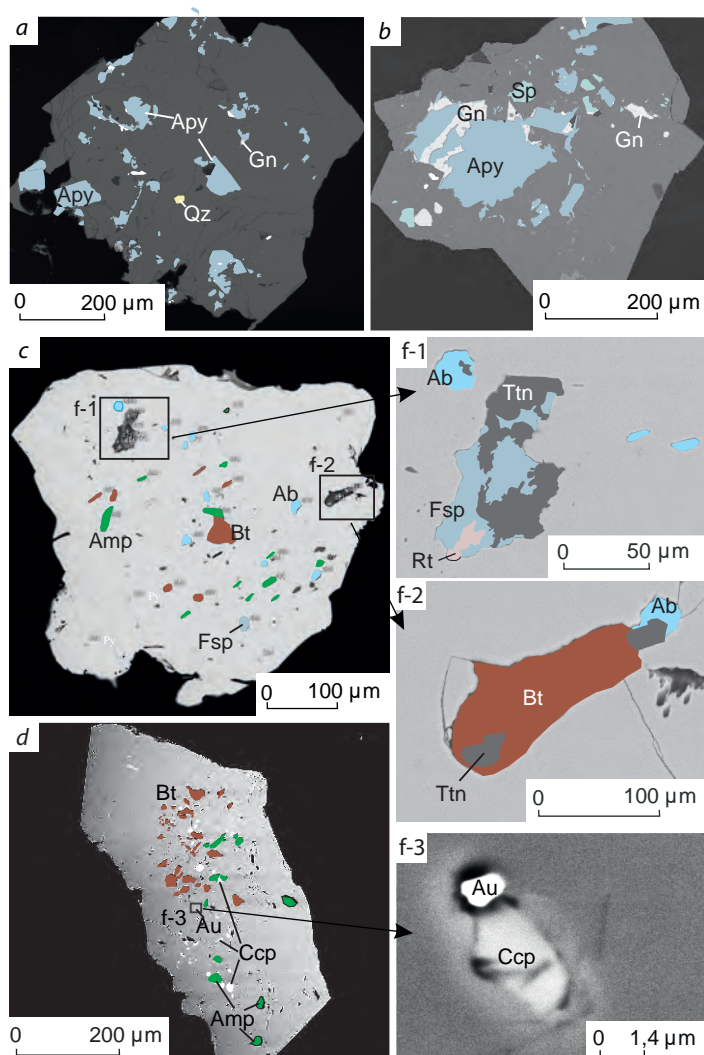


Рис. 6. Микроминеральные включения в пирите:

a, b – арсенопирит, галенит, сфалерит и кварц (месторождение Верхнеияуское-2, рудные жилы); *c, d* – сростки титанита с рутилом и калиевым полевым шпатом (f-1), сростки титанита с биотитом и альбитом (f-2), золото с халькопиритом (f-3) (минерализованные зоны рудопоявления Ягодное); Apy – арсенопирит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Ccp – халькопирит, Ab – альбит, Fsp – калиевый полевой шпат, Amp – амфибол, Qz – кварц, Bt – биотит, Ttn – титанит, Rt – рутил, Au – золото

Fig. 6. Micromineral inclusions in pyrite:

a, b – arsenopyrite, galena, sphalerite, and quartz (Verkhneiyayuskoye-2 deposit, ore veins); *c, d* – intergrowths of titanite with rutile and potassium feldspar (f-1), intergrowths of titanite with biotite and albite (f-2), gold with chalcopyrite (f-3) (mineralized zones of the Yagodnoye ore occurrence). Mineral abbreviations: Py – pyrite, Apy – arsenopyrite, Gn – galena, Sp – sphalerite, Ccp – chalcopyrite, Ab – albite, Fsp – potassium feldspar, Amp – amphibole, Qz – quartz, Bt – biotite, Ttn – titanite, Rt – rutile

Состав элементов-примесей в пирите из жил и рудовмещающих пород, установленных методом ICP-MS, достаточно хорошо увязывается с наличием микровключений сульфидов, что подтверждается микроскопическими наблюдениями. В большей части зёрен пирита, отобранных из сульфидно-кварцевых жил, выявлены галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, самородное золото (рис. 6, *a, b*).

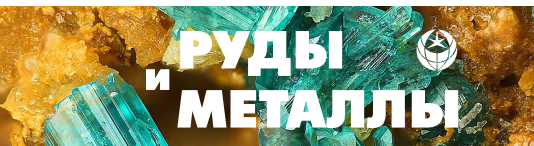
В зёрнах пирита из минерализованных зон отмечено большое количество включений породообразующих минералов, захваченных при его росте (см. рис. 6, *c, d*): амфибол, биотит, альбит, титанит с рутилом и калиевым полевым шпатом. В меньшей степени присут-

ствуют микровключения рудных минералов – халькопирита, галенита, сфалерита.

Детальное исследование руд и рудовмещающих пород выявило в них редкоземельную минерализацию. Она представлена монацитом, ксенотимом, алланитом, образующими крайне редкую рассеянную дисперсную вкрапленность в пирите.

Обсуждение результатов и заключение.

Пирит – главный или доминирующий минерал как в золото-сульфидно-кварцевых жилах, так и в минерализованных зонах. Кроме него в рудах присутствуют арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, самородное золото и др. Почти все перечисленные минералы нередко



фиксируются в виде микровключений в пирите, обуславливая изменчивость его примесного состава.

Результаты ICP-MS позволили обнаружить в пирите наличие рудогенных, петрогенных, редких и рассеянных, а также весь ряд редкоземельных элементов. Между элементами-примесями Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Bi в пирите из жильных зон выявлена высокая положительная связь, обусловленная стадийностью формирования руд и, вероятно, отражающая состав рудного флюида. Группы выделенных элементов соответствуют основным минералогическим особенностям руд поздней и заключительной ассоциаций, куда входят халькопирит, сфалерит, галенит, золото, серебро, завершающейся выделением блёклых руд, самородного висмута и его сульфосоединений.

На всех рудопроявлениях установлено присутствие в пирите микровключений самородного золота с промышленными содержаниями. При этом в пирите из золото-сульфидно-кварцевых жил наблюдается устойчивая положительная корреляция Au с Ag, Zn, Cd и Pb. Что же касается минерализованных зон, то положительной связи с рудогенными элементами у золота нет, а независимое поведение в рудообразующем процессе позволяет присутствию металла не только в виде микровключений, но и в виде «невидимого» золота, входящего в решётку пирита.

Установленный набор рудогенных элементов-примесей и золота в пирите соответствует комплексу элементов в литогеохимических аномалиях во вторичных ореолах рассеяния (Au, Ag, Zn, Pb, Cu, As). В них раскрываются связи между Au и сопутствующими элементами, проявленными в пирите, что отражается

на картах визуализации аномалий. Метод экспертных оценок позволяет по характеру распределения элементов в аномалиях приблизиться к пониманию их природы и прогнозу типа скрытого оруденения. Проявления жильного типа сопровождаются сильными комплексными аномалиями, что обусловлено общим составом руд, но находит отражение в наборе микропримесей и их корреляционных связей в пирите. Разрозненные аномалии Au и других рудных элементов развиты над минерализованными зонами с пиритовой минерализацией, в которой пирит отличается отсутствием корреляции золота с рудогенными элементами. Выявленные критерии различия пирита жильных и минерализованных зон позволяют наметить стратегию поисков новых рудных объектов в Манитанырском районе.

Авторы выражают благодарность геологам производственных организаций, трудами которых разведывались и изучались золото-рудные проявления Манитанырского района, их фондовые отчёты 50-летней давности до сих пор востребованы, по ним изучается геологическое строение района уже не одним поколением геологов. Мы благодарны сотрудникам Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН – операторам Е. М. Тропникову, А. С. Шуйскому, В. А. Радаеву за проведение микроразового анализа, Н. Х. Хачатурян, проводившей минералогический анализ тяжёлой фракции руд, а также С. А. Онищенко, Т. Б. Жарковой, Ю. В. Глухову, М. Ю. Сокерину, Т. В. Антоновской за консультации в период написания статьи. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН № 122040600009-2.

Список литературы

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.
2. Вахрушев С. Н., Макаров А. Б. Минералогические особенности руд и метасоматитов золотомышьяковых проявлений одного из районов. Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. – Свердловск [Екатеринбург]: УНЦ АН СССР, 1986. – С. 84–93.
3. Викентьев И. В. Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала // Геология рудных месторождений. – 2015а. – Вып. 57, № 4. – С. 267–298.
4. Викентьев И. В. Исследование форм нахождения золота в сульфидах. Технологическая минералогия природных и техногенных место-



- рождений // Сборник статей IX семинара по технологической минералогии. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2015б. – С. 71–76.
5. Викентьев И. В., Абрамова В. Д., Иванова Ю. Н., Тюкова Е. Э., Ковальчук Е. В., Бортников Н. С. Микропримеси в пирите золото-порфирирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // Доклады академии наук. – 2016. – Вып. 470, № 3. – С. 326–330.
 6. Григорьев Н. А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. – 2003. – № 7. – С. 785–792.
 7. Ефанова Л. И., Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Майорова Т. П. Золотоносность Манитанырдского района и перспективы наращивания ресурсного потенциала (Полярный Урал) // Руды и металлы. – 2020. – № 3. – С. 39–51.
 8. Знаменский С. Е., Знаменская Н. М., Тимофеев С. П. Источники минералообразующих флюидов золоторудного месторождения Муртыкты (Южный Урал) // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. – 2018. – Вып. 27, № 2. – С. 52–60.
 9. Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н. Золоторудная минерализация Верхнеиякутского месторождения на Полярном Урале // Записки Российского минералогического общества. – 2011. – Т. 140, № 4. – С. 58–71.
 10. Коробейников А. Ф., Нарсеев В. А., Пшеничкин А. Я., Ревякин П. С., Арифюлов Ч. Х. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение). – М. : ЦНИГРИ, 1993. – 213 с.
 11. Майорова Т. П., Ефанова Л. И. Проявление золото-мышьяковистого типа Нияхойское-2 на Полярном Урале (кряж Манитанырд) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2019. – № 8. – С. 33–41.
 12. Подольская М. М., Якубович О. В. Особенности определения содержания урана и тория в пирите // Материалы XII Международной школы по наукам о Земле им. профессора Л. Л. Перчука. – Петропавловск-Камчатский : Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2020. – С. 43.
 13. Прохоров В. Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). – Новосибирск : Наука, 1970. – 188 с.
 14. Римская-Корсакова М. Н., Дубинин А. В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Доклады академии наук. – 2003. – Вып. 389, № 5. – С. 672–676.
 15. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. – Екатеринбург : УГГГА, 2001. – 622 с.
 16. Сахарова М. С. Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений // Труды минералогического музея им. А. Е. Ферсмана. – 1968. – Вып. 18. – С. 228–234.
 17. Таусон В. Л., Пастушкова Т. М., Бессарабова О. И. О пределе и форме вхождения золота в гидротермальный пирит // Геология и геофизика. – 1998. – Вып. 39, № 7. – С. 924–933.
 18. Шишкин М. А., Астапов А. П., Кабатов Н. В. [и др.]. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 – Воркута. Объяснительная записка. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2007. – 541 с.
 19. Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е., Колесник Л. С. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-V, VI (Воркута). Объяснительная записка. – М. : МФ ВСЕГЕИ, 2013. – 262 с.
 20. Якубович О. В., Гедз А. М., Викентьев И. В., Котов А. Б., Гороховский Б. М. Миграция радиогенного гелия в кристаллической структуре сульфидов и возможности их изотопного датирования // Петрология. – 2019. – Вып. 27, № 1. – С. 65–86.
 21. Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits // Bulletin Geological Survey of Canada. – 1979. – V. 280. – P. 584.
 22. Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G., Weiqiang L., Kuidong Z., Guangming L., Huijuan L. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // Journal of Rare Earths. – 2009. – V. 27, № 6. – P. 1079–1087.
 23. Keith M., Smith D. J., Jenkin G. R. T., Holwell D. A., Dye M. D. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes // Ore Geology Reviews. – 2018. – V. 96. – P. 269–282.
 24. Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // Journal of geophysical research. – 2007. – V. 112. – B03211.
 25. Mayorova T. P., Kuznetsov S. K., Efanova L. I., Sokerina N. V. Gold-Sulfide Mineralization in the Manitanyrd Region, Polar Urals, Russia // Minerals. – 2023. – V. 13, № 6. – P. 747.
 26. Springer J. Invisible gold. The Geology of Gold in Ontario. Miscell. Pap. 110 // Ontario Geological Survey. – 1983. – P. 240–249.

27. Tardani D., Reich M., Deditius A. P., Chryssoulis S., Sanchez-Alfaro P., Wragge J., Roberts M. P. Copper-arsenic decoupling in an active geothermal system: A link between pyrite and fluid composition // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2017. – V. 204. – P. 179–204.

28. Thomas H. V., Large R. R., Bull S.W., Maslennikov V., Berry R. F., Fraser R., Froud S., Moyer R. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: insights for ore genesis // *Economic Geology* – 2011. – V. 106. – P. 1–31.

References

1. Balashov Yu. A. *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare earth elements], Moscow, Nauka Publ., 1976, 267 p.
2. Vakhrushev S. N., Makarov A. B. Mineralogiko-geokhimicheskiye osobennosti rud i metasomatitov zolotomys'h'yakovykh proyavleniy odnogo iz rayonov. *Geokhimiya i mineralogiya pervichnykh i vtorichnykh oreolov* [Mineralogical and geochemical features of ores and metasomatites of gold-arsenic occurrences in one of the regions. Geochemistry and mineralogy of primary and secondary halos], Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 1986, pp. 84–93.
3. Vikentyev I. V. Nevidimoye i mikroskopicheskoye zoloto v pirite: metody issledovaniya i novyye dannyye dlya kolchedannykh rud Urala [Invisible and microscopic gold in pyrite: research methods and new data for pyrite ores of the Urals], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy* [Geology of ore deposits], 2015a, V. 57, No 4, pp. 267–298. (In Russ.).
4. Vikentyev I. V. Issledovaniye form nakhozhdeniya zolota v sul'fidakh. *Tekhnologicheskaya mineralogiya prirodnykh i tekhnogennykh mestorozhdeniy* [Study of the forms of gold occurrence in sulfides. Technological mineralogy of natural and technogenic deposits], *Sbornik statey IX seminara po tekhnologicheskoy mineralogii* [Collection of articles of the IX seminar on technological mineralogy], Petrozavodsk, KarRC RAS, 2015b, pp. 71–76. (In Russ.).
5. Vikentyev I. V., Abramova V. D., Ivanova Yu. N., Tyukova E. E., Kovalchuk E. V., Bortnikov N. S. Mikroprimesi v pirite zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya Petropavlovskoye (Polyarnyy Ural) po dannym LA-ICP-MS [Microimpurities in pyrite of the Petropavlovskoye porphyry gold deposit (Polar Urals) according to LA-ICP-MS data], *Doklady akademii nauk* [Reports of the Russian Academy of Sciences], 2016, V. 470, No 3, pp. 326–330. (In Russ.).
6. Grigoriev N. A. Sredneye sodержaniye khimicheskikh elementov v gornyykh porodakh, slagayushchikh verkhnyuyu chast' kontinental'noy kory [Average content of chemical elements in rocks composing the upper part of the continental crust], *Geochemiya* [Geochemistry], 2003, No 7, pp. 785–792. (In Russ.).
7. Efanova L. I., Kuznetsov S. K., Tarbaev M. B., Mayorova T. P. Zolotonosnost' Manityrdskogo rayona i perspektivy narashchivaniya resursnogo potentsiala (Polyarnyy Ural) [Gold content of the Manityrd region and prospects for increasing resource potential (Polar Urals)], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2020, No 3, pp. 39–51. (In Russ.).
8. Znamensky S. E., Znamenskaya N. M., Timofeev S. P. Istochniki mineraloobrazuyushchikh flyuidov zolotorudnogo mestorozhdeniya Murtytky (Yuzhnyy Ural) [Sources of mineral-forming fluids of the Murtytky gold deposit (Southern Urals)], *Vestnik Akademii nauk Respubliki Bashkortostan* [Bulletin of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan], 2018, V. 27, No 2, pp. 52–60. (In Russ.).
9. Kuznetsov S. K., Mayorova T. P., Sokerina N. V., Filippov V. N. Zolotorudnaya mineralizatsiya Verkhneniyayuskogo mestorozhdeniya na Polyarnom Urale [Gold mineralization of the Verkhneniyaus deposit in the Polar Urals], *Zapiski Rossiiskogo mineralogicheskogo obshchestva* [Proceedings of the Russian Mineralogical Society], 2011, V. 140, No 4, pp. 58–71. (In Russ.).
10. Korobeinikov A. F., Narseev V. A., Pshenichkin A. Ya., Revyakin P. S., Arifulov Ch. Kh. Purity zolotorudnykh mestorozhdeniy (svoystva, zonal'nost', prakticheskoye primeneniye) [Pyrites of gold deposits (properties, zoning, practical application)], Moscow, TSNIIGRI Publ., 1993, 213 p.
11. Mayorova T. P., Efanova L. I. Proyavleniye zolotomys'h'yakovistogo tipa Niyakhoyskoye-2 na Polyarnom Urale (kryazh Manityrd) [Niyakhoi-2 gold-arsenic type occurrence in the Polar Urals (Manityrd ridge)], *Vestnik IG Komi NTS UrO RAN* [Bulletin of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences], 2019, V. 8, pp. 33–41. (In Russ.).
12. Podolskaya M. M., Yakubovich O. V. Osobennosti opredeleniya sodержaniya urana i toriya v pirite [Features of determining the content of uranium and thorium in pyrite], *Materialy XII Mezhdunarodnoy shkoly po naukam o Zemle im. professora L. L. Perchuka. Institut vulkanologii i seysmologii DVO RAN* [Materials of the XII International School of Earth Sciences named after Professor L. L. Perchuk. Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences], Petropavlovsk-Kamchatsky, 2020, p. 43. (In Russ.).



13. Prokhorov V. G. Pirit (k geokhimii, mineralogii, ekonomike i promyshlennomu ispol'zovaniyu) [Pyrite (to geochemistry, mineralogy, economics and industrial uses)], Novosibirsk, Nauka Publ., 1970, 188 p.
14. Rimskaya-Korsakova M. N., Dubinin A. V. Redkozemel'nyye elementy v sul'fidakh podvodnykh gidrotermal'nykh istochnikov Atlanticheskogo okeana [Rare earth elements in sulfides from Atlantic submarine hydrothermal vents], *Doklady akademii nauk* [Reports of the Russian Academy of Sciences], 2003, V. 389, No 5, pp. 672–676. (In Russ.).
15. Sazonov V. N., Ogorodnikov V. N., Koroteev V. A., Polenov Yu. A. Mestorozhdeniya zolota Urala [Gold deposits of the Urals], Ekaterinburg, UGGGA Publ., 2001, V. 6, 22 p.
16. Sakharova M. S. Tipomorfnyye osobennosti sostava pirita zoloto-sul'fidnykh mestorozhdeniy [Typomorphic features of the composition of pyrite from gold-sulfide deposits], *Trudy mineralogicheskogo muzeya im. A. Ye. Fersmana* [Proceedings of the A. E. Fersman Mineralogical Museum], 1968, V. 18, pp. 228–234. (In Russ.).
17. Tauson V. L., Pastushkova T. M., Bessarabova O. I. O predele i forme vkhozhdeniya zolota v gidrotermal'nyy pirit [On the limit and form of gold incorporation into hydrothermal pyrite], *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 1998, V. 39, No 7, pp. 924–933. (In Russ.).
18. Shishkin M. A., Astapov A. P., Kabatov N. V. [et al.] Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1000000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Ural'skaya. List Q-41 – Vorkuta. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Ural series. Sheet Q-41 – Vorkuta. Explanatory letter], Sankt-Peterburg, VSEGEI, 2007, 541 p.
19. Shishkin M. A., Malykh O. N., Popov P. E., Kolesnik L. S. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 200000. Izdaniye vtoroye. Seriya Polyarno-Ural'skaya. List Q-41-V, VI (Vorkuta). Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200,000. Second edition. Polar-Ural series. Sheet Q-41-V, VI (Vorkuta). Explanatory letter], Moscow, MF VSEGEI Publ., 2013, 262 p.
20. Yakubovich O. V., Gedz A. M., Vikentyev I. V., Kotov A. B., Gorokhovskiy B. M. Migratsiya radiogenogo geliya v kristallicheskoj strukture sul'fidov i vozmozhnosti ikh izotopnogo datirovaniya [Migration of radiogenic helium in the crystal structure of sulfides and the possibilities of their isotope dating], *Petrologiya* [Petrology], 2019, V. 27, No 1, pp. 65–86. (In Russ.).
21. Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits, *Bulletin Geological Survey of Canada*, 1979, V. 280, p. 584.
22. Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G., Weiqiang L., Kuidong Z., Guangming L., Huijuan L. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China, *Journal of Rare Earths*, 2009, V. 27, No 6, pp. 1079–1087.
23. Keith M., Smith D. J., Jenkin G. R. T., Holwell D. A., Dye M. D. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes, *Ore Geology Reviews*, 2018, V. 96, pp. 269–282.
24. Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results, *Journal of geophysical research*, 2007, V. 112., B03211.
25. Mayorova T. P., Kuznetsov S. K., Efanova L. I., Sokerina N. V. Gold-Sulfide Mineralization in the Manitynyrd Region, Polar Urals, Russia, *Minerals*, 2023, V. 13, No 6, p. 747.
26. Springer J. Invisible gold. The Geology of Gold in Ontario. Miscell. Pap. 110, *Ontario Geological Survey*, 1983, pp. 240–249.
27. Tardani D., Reich M., Deditius A. P., Chryssoulis S., Sanchez-Alfaro P., Wrage J., Roberts M. P. Copper-arsenic decoupling in an active geothermal system: A link between pyrite and fluid composition, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, V. 204, pp. 179–204.
28. Thomas H. V., Large R. R., Bull S.W., Maslennikov V., Berry R. F., Fraser R., Froud S., Moye R. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: insights for ore genesis, *Economic Geology*, 2011, V. 106, pp. 1–31.

Ефанова Людмила Ивановна (gmin2004@mail.ru)

кандидат геолого-минералогических наук, старший геолог ¹

Ковальчук Наталья Сергеевна

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник ¹

Майорова Татьяна Петровна

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ^{1,2}

¹ Институт геологии Коми научного центра УРО РАН, г. Сыктывкар, Россия

² Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, г. Сыктывкар, Россия



МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ,
ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 552.323.6 : 549.621.9 : 549.621.98 (571.56)

Минералогия гранатов из кимберлитовой трубки Юбилейная и тела Отторженец

Милаушкин М. В.^{1,2}, Мальковец В. Г.^{1,2}, Гибшер А. А.^{1,2}, Яковлев И. В.², Тычков Н. С.¹

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

² АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Новосибирск, Россия

Аннотация. В работе представлены результаты исследования химического состава ксенокристаллов гранатов из концентрата тяжёлой фракции кимберлитов трубки Юбилейная и кимберлитового тела Отторженец. Из трубки Юбилейная для анализа были отобраны образцы из порфировых кимберлитов и автолитовых кимберлитовых брекчий. В изученных выборках перидотитовых гранатов из кимберлитовой трубки Юбилейная и тела Отторженец наблюдаются значительные различия. По сравнению с трубкой Юбилейная в теле Отторженец отмечается пониженное количество гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса в области составов с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8,5$ мас. % и $\text{CaO} < 3$ мас. %. На этом основании мы предполагаем, что тело Отторженец не является перемещённым фрагментом трубки Юбилейная, а принадлежит новому неизвестному кимберлитовому телу, а также что алмазоносность коренного тела Отторженец понижена по сравнению с трубкой Юбилейная, что согласуется с информацией об алмазоносности, по данным АК «АЛРОСА» (ПАО).

Ключевые слова: кимберлитовая трубка, минералы спутники алмаза, гранат.

Для цитирования: Милаушкин М. В., Мальковец В. Г., Гибшер А. А., Яковлев И. В., Тычков Н. С. Минералогия гранатов из кимберлитовой трубки Юбилейная и тела Отторженец. Руды и металлы. 2024. № 2. С. 46–54. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10008.

Mineralogy of garnets from the Jubileinaya kimberlite pipe and Ottorzhenets kimberlite body

Milaushkin M. V.^{1,2}, Mal'kovets V. G.^{1,2}, Gibsher A. A.^{1,2}, Yakovlev I. V.², Tychkov N. S.¹

¹ V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

² AK ALROSA (PJSC), Novosibirsk, Russia

Annotation. The article presents results of a study of the chemical composition of garnet xenocrystals from a concentrate of the heavy fraction of kimberlites from the Yubileinaya pipe and Ottorzhenets kimberlite body. Samples from porphyry kimberlites and autolithic kimberlite breccias were taken for analysis from the Yubileinaya pipe. Significant differences are noted in the studied samples of peridotite garnets from the Yubileinaya kimberlite pipe and the Ottorzhenets body. Compared to the Yubileinaya pipe, the Ottorzhenets body exhibits a decreased amount of garnets of the harzburgite-dunite paragenesis in the composition range of $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8.5$ wt. % and $\text{CaO} < 3$ wt. %. On this basis, we assume that the Ottorzhenets body is not a displaced fragment of the Yubileinaya pipe, but belongs to a new unknown kimberlite body. We also assume that the diamond-bearing potential of the primary Ottorzhenets body is reduced compared to the Yubileinaya pipe, which is consistent with the information on the diamond content, according to the data of AK ALROSA (PJSC).

Keywords: kimberlite pipe, diamond-associated indicator minerals, garnet.

For citation: Milaushkin M. V., Mal'kovets V. G., Gibsher A. A., Yakovlev I. V., Tychkov N. S. Mineralogy of garnets from the Jubileinaya kimberlite pipe and Ottorzhenets kimberlite body. Ores and metals. 2024. No. 2. pp. 46–54. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10008.



Введение. Месторождение алмазов – кимберлитовая трубка Юбилейная – находится в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе (Алакит-Мархинское кимберлитовое поле) на левом склоне долины р. Марха в 15 км к северо-западу от пос. Айхал в центральной части Сибирской платформы. Во время поисковых работ в Алакит-Мархинском поле, при заверке перспективного шлихо-минералогического ореола, первоначально была вскрыта слабоалмазоносная трубка Озёрная. Однако на основании изучения химизма минералов спутников алмаза (МСА) из трубки Озёрная было установлено, что МСА ореола значительно отличаются от МСА трубки Озёрная и относятся к неизвестному кимберлитовому телу с повышенной алмазоносностью (личное сообщение Н. П. Похиленко, 2024). Спустя незначительное время, в 1975 г., при поисковом бурении была открыта трубка Юбилейная. Это месторождение было вовлечено в отработку с 1984 г. и разрабатывается по настоящее время. Во время разработки трубки Юбилейная в стенке карьера было обнаружено кимберлитовое тело Отторженец, которое представляет собой самостоятельный блок кимберлитовых пород с отсутствием контакта с кимберлитами трубки Юбилейная. В результате проведённых исследований кимберлитов, МСА и алмазов геологами Амакинской экспедиции было высказано мнение, что кимберлиты тела Отторженец являются перемещённым фрагментом трубки Юбилейная [8].

В данной работе мы представляем результаты сравнительного изучения химического состава новых выборок гранатов из тела Отторженец и кимберлитов трубки Юбилейная, отобранных из одного горизонта, чтобы выяснить является ли Отторженец отдельным кимберлитовым телом или перемещённым фрагментом трубки Юбилейная, как считалось ранее.

Краткая геологическая характеристика. Трубка Юбилейная прорывает толщу нижнепалеозойских субгоризонтально залегающих пород осадочного чехла (кембрия, нижнего и среднего ордовика и нижнего силура (ландоверский ярус)). Она полностью перекрыта эффузивно-терригенными образованиями верх-

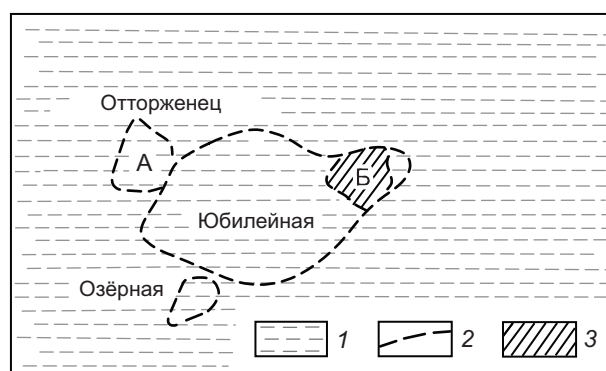


Рис. 1. Расположение кимберлитовых трубок Юбилейная, Озёрная и тела Отторженец (по [8]):

1 – вмещающие осадочные породы пермско-каменноугольного возраста; 2 – контуры кимберлитовых тел под перекрывающими отложениями; 3 и Б – предполагаемый контур части трубки, срезанной интрузией траппов; А – контур кимберлитового тела Отторженец

Fig. 1. Location of the Yubileynaya and Ozernaya kimberlite pipes and the Ottorzhenets kimberlite body (after [8]):

1 – Permian-Carboniferous host sedimentary rocks; 2 – outlines of the kimberlite bodies under the overlying deposits; 3 and Б – supposed outlines of a part of the pipe, cut by a trap intrusion; А – outline of the Ottorzhenets kimberlite body

него палеозоя – нижнего мезозоя, интродированными межпластовыми телами долеритов. Мощность перекрывающих трубку отложений составляет в среднем 66 м, в том числе мощность трапповых интрузий от 0,5 до 33,9 м. В плане трубка имеет удлинённую, близкую к грушевидной, форму и северо-восточное простирание по азимуту 72°. Площадь трубки 59 га. Погребённая поверхность трубки неровная, относительное превышение северной её части над южной составляет 44–48 м. Вблизи юго-западного контакта трубки Юбилейная располагается трубка Озёрная; к северо-западу от трубки Юбилейная находится кимберлитовое тело Отторженец (рис. 1) [8].

По морфологическим особенностям и вещественному составу слагающих пород трубка представляет собой яркий пример типичной воронки взрыва (центральная часть) и дайкообразных тел (на флангах), формирующих в её

структуре три обособленных рудных столба. В разрезе центральный рудный столб имеет характерную трубчатую форму с чашеобразным расширением в пределах верхней кратерной части и близкую к округлой форму горизонтальных сечений. Западный и восточный рудные столбы представляют собой дайкообразные тела с извилистыми очертаниями как в плане, так и в вертикальных сечениях [8].

В структуре трубки выделяются породы двух главных фаз внедрения: фланги сложены массивными порфиоровыми кимберлитами первой фазы, а центральный канал, начиная от основания чашеобразного расширения (с глубины 300 м и ниже), выполнен автолитовыми брекчиями второй фазы [8].

Кимберлитовые породы первой фазы внедрения, слагающие западный и восточный рудные столбы, занимают незначительную часть площади погребённой поверхности трубки, но с глубиной их доля существенно возрастает, особенно на восточном фланге. По текстурно-структурным особенностям, вещественному составу и алмазности они близки между собой. Это плотные, окрашенные в серо-зелёный до тёмно-зелёного цвета породы с отчётливо выраженной порфиоровой структурой основной массы. Сложены они большим количеством псевдоморфоз по оливину, относительно редкими зёрнами пиропы, пикроильменита, сцементированными карбонат-серпентиновым агрегатом. На юго-западном фланге в кимберлитах данной фазы содержится свежий оливин, количество которого достигает 49,7 кг/т [8]. Автолитовые брекчии центрального столба представляют собой плотную породу с типичной брекчиевой текстурой и порфиоровой структурой основной массы. Содержание в них ксеногенного материала вмещающих пород составляет в среднем 18,8 % объёма, автолитов – 9 %, включений глубинных пород – 1,58 %, метаморфических – 1,68 %. Базис карбонатно-серпентиновый, с повышенным (в 3–3,5 раза по отношению к порфиоровым кимберлитам) содержанием пиропы (0,24 %), пикроильменита (0,16 %) и хромшпинелида (0,011 %). Переходы между кимберлитовыми

породами первой и второй фаз внедрения постепенные, через зону смешения материала мощностью от 5 до 30 м [8].

Кимберлитовый Отторженец изолирован от обеих трубок, не имеет самостоятельного подводящего канала и заключён в породах верхнепалеозойского возраста и траппах. Западная часть его выведена эрозией на дневную поверхность [1–3, 8]. В работе [8] было высказано утверждение, что блок кимберлитовых пород, образующих это бескорневое тело, представляет собой срезанную трапповым силлом приповерхностную часть юго-восточного фланга трубки Юбилейная, перемещённую на несколько сотен метров от её первоначального положения. При этом отторгнутый блок оказался приподнят над уровнем поверхности самой трубки более чем на 35 м. Кимберлиты Отторженца подверглись сильному динамическому воздействию со стороны трапповой интрузии, что привело к расщеплению слагающей его породы, сильному её смятию и раздавливанию. Породы пронизаны прожилками гидротермальных минералов (кальцита, кварца), связанных с траппами, а также претерпели гипергенные изменения [2, 3, 8]. Среди кимберлитов рассматриваемого Отторженца выделяются три типа пород – порфиоровые кимберлиты (ПК), автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) и туфобрекчии, которые сопоставимы с одноимёнными разностями пород трубки Юбилейная [8].

Характеристика МСА. В работе [8] было проведено сравнительное изучение химического состава МСА (гранат, пикроильменит и хромшпинелид) из трубки Юбилейная, трубки Озёрная и тела Отторженец. Выборка МСА из трубки Озёрная надёжно отличается по химическому составу от кимберлитов трубки Юбилейная и тела Отторженец. При исследовании МСА из трубки Юбилейная данные были представлены без разбиения на материнские породы: ПК и АКБ. Из трубки Юбилейная было исследовано 244 зерна граната, 152 пикроильменита и 156 хромшпинелида, а из тела Отторженец – 261 зерно граната, 159 пикроильменита и 86 хромшпинелида. В резуль-



тате статистической обработки составов МСА были получены следующие средние значения для трубки Юбилейная и тела Отторженец (мас. %): гранаты (Cr_2O_3 – 4,29 и 4,14, CaO – 4,75 и 5,01, FeO – 8,83 и 8,73, соответственно); пикроильмениты (Cr_2O_3 – 2,32 и 2,02, TiO_2 – 48,6 и 48,1, MgO – 10,2 и 9,00, соответственно); хромшпинелиды (Cr_2O_3 – 48,5 и 48,5, TiO_2 – 1,91 и 1,77, Al_2O_3 – 10,8 и 11,00, соответственно). Однако необходимо отметить, что сами химические составы выборок, изученных в работе [8], восстановить не удалось. Графики химических составов МСА, за исключением гistogramм по вышеуказанным элементам, и классификация по минеральным парагенезисам в работе [8] не приведены. Средние значения по Cr_2O_3 и CaO для гранатов, по Cr_2O_3 и MgO для пикроильменитов значимо различаются. Но при отсутствии аналитических данных, не зная характера их распределений на дискриминационных диаграммах и по минеральным парагенезисам, делать надёжные выводы на основании только средних значений нам представляется крайне сложным.

Для проверки вывода о том, что тело Отторженец является перемещённым фрагментом кимберлитовой трубки Юбилейная, мы провели исследование химического состава гранатов из имеющихся архивных коллекций АК «АЛРОСА» (ПАО). С этой целью были изучены представительные выборки гранатов из тела Отторженец ($n=399$) и автолитовой кимберлитовой брекчии ($n=357$) и порфириновых кимберлитов ($n=452$) трубки Юбилейная, отобранные из одного горизонта. Химический состав минералов определялся методом РСМА на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 в «Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск). Химические составы гранатов определялись по стандартной методике с ускоряющим напряжением 20 кВ и током зонда 50 нА.

Результаты определений химического состава гранатов приведены на диаграммах

Cr_2O_3 – CaO [6, 7] и Cr_2O_3 – TiO_2 [14] (рис. 2). Распределение гранатов в АКБ и ПК трубки Юбилейная и тела Отторженец в значительной степени перекрываются.

Среди изученных гранатов из двух фаз кимберлитов трубки Юбилейная преобладают гранаты перидотитовых парагенезисов, на долю которых приходится 302 граната (75,1 %) из АКБ и 345 гранатов (76,3 %) из ПК. В перидотитовой ассоциации наиболее распространены лерцолитовые гранаты – 196 зёрен (54,9 %) из АКБ и 200 зёрен (44,2 %) из ПК. Напротив, верлитовые гранаты относительно редки, обнаружено 1 зерно (0,3 %) из АКБ и 4 зерна (0,9 %) из ПК. Остальные гранаты, в количестве 105 зёрен (29,4 %) из АКБ и 141 (31,2 %) из ПК, относятся к гарцбургит-дунитовой ассоциации. Среди гарцбургит-дунитовых гранатов 40 зёрен (11,2 %) из АКБ и 70 зёрен (15,5 %) из ПК попадает в поле включений в алмазах, по [6]. Часть гранатов, в количестве 55 зёрен (15,4 %) из АКБ и 107 зёрен (23,7%) из ПК, относится к мегакристовой ассоциации.

Согласно классификации [14], 287 зёрен (80,4 %) гранатов из АКБ и 307 (67,9 %) из ПК относятся к зернистым перидотитам, 65 зёрен (18,2 %) из АКБ и 109 (24,1 %) из ПК – к деформированным (катаклазировавшимся) перидотитам. Оставшиеся 5 зёрен из АКБ и 36 из ПК классифицируются как мегакристы.

Среди изученных гранатов из Отторженца большая часть зёрен (294 гранатов – 73,7 %) представлена гранатами перидотитового парагенезиса. Среди гранатов перидотитовой ассоциации лерцолитовые гранаты присутствуют в количестве 177 зёрен (44,4 %). Верлитовые гранаты представлены в незначительном количестве (9 гранатов – 2,3 %). Остальные 108 зёрен (27,1 %) относятся к гарцбургит-дунитовой ассоциации. Среди гарцбургит-дунитовых гранатов в поле включений в алмазах, по [6], попадает 70 зёрен граната (17,5 %). Треть гранатов (105 зёрен – 26,3 %) относится к мегакристовой ассоциации.

Согласно классификации [14], 262 граната (65,7 %) относятся к зернистым перидотитам,

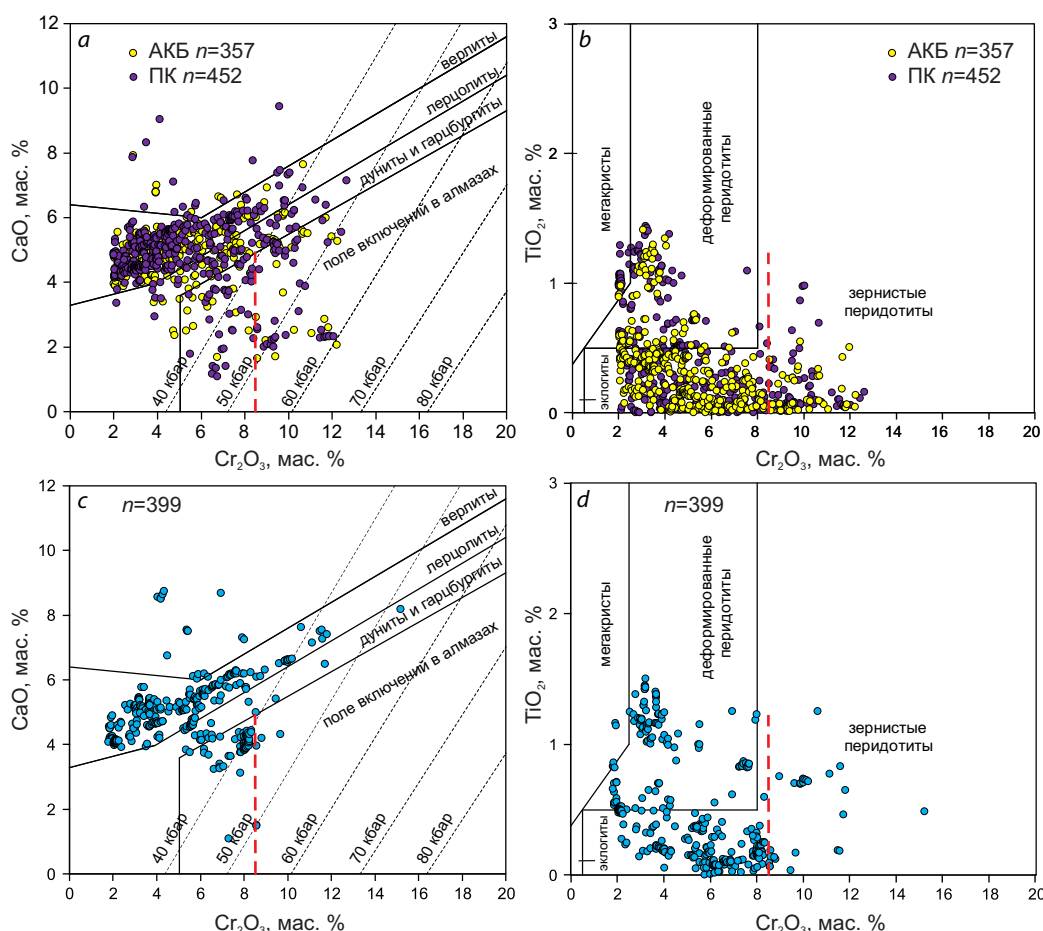


Рис. 2. Особенности химического состава гранатов из трубки Юбилейная (a, b) и кимберлитового тела Отторженец (c, d):

a, c – классификация перидотитовых гранатов, по [15], на диаграмме CaO–Cr₂O₃, по [6], изобары Cr в гранате рассчитаны для геотермального градиента 38 мW/m², по [11]; b, d – классификация гранатов на диаграмме TiO₂–Cr₂O₃, по [14]. Красная пунктирная линия – граница 8,5 мас. % Cr₂O₃

Fig. 2. Chemical composition of garnets from the Yubileinaya pipe (a, b) and the Ottorzhenets kimberlite body (c, d):

a, c – classification of peridotite garnets (after [15]) on the CaO–Cr₂O₃ diagram (after [6]); Cr isobars in garnet are calculated for a geothermal gradient of 38 mW/m² (after [11]); b, d – classification of garnets on the TiO₂–Cr₂O₃ diagram (after [14]); the red dotted line is the boundary of 8,5 мас. % Cr₂O₃

133 зерна (33,3 %) – к деформированным (катаклазированным) перидотитам. Оставшиеся 4 зерна классифицируются как мегакристы.

В настоящее время большинством исследователей принимается, что малохромистые гранаты с содержанием Cr₂O₃ < 2 мас. % не относятся к перидотитовым парагенезисам [11, 15]. Такие гранаты обнаруживаются в разнообразных мантийных пироксенитах, мега-

кристаллах и эклогитах. Алмазоносность же кимберлитов связана главным образом с дезинтеграцией разного рода перидотитов литосферной мантии. По данным [6], процент алмазов с эклогитовыми включениями в кимберлитах Сибирской платформы не превышает 3. Вследствие этого, для того, чтобы надёжно охарактеризовать и сравнить выборки гранатов и их минеральные парагенезисы, из вы-



борок были удалены гранаты с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2$ мас. %, не связанные с алмазонасностью кимберлитов.

Для сравнения выборок гранатов нами были рассчитаны средние содержания Cr_2O_3 , TiO_2 , FeO и CaO (мас. %). Средние содержания для гранатов из ПК и АКБ трубки Юбилейная и тела Отторженец составляют (мас. %): Cr_2O_3 – 6,03, 5,49 и 6,04, TiO_2 – 0,26, 0,25 и 0,34, FeO – 7,6, 7,67 и 8,02, CaO – 4,87, 4,83 и 4,97, соответственно. Процент гранатов алмазной ассоциации, по [6], для гранатов из ПК и АКБ трубки Юбилейная и тела Отторженец составляют 15,5, 11,2 и 17,5, соответственно. Процент гранатов алмазной ассоциации, по [10], для гранатов из ПК и АКБ трубки Юбилейная и тела Отторженец составляет 13,9, 10,8 и 35,9, соответственно.

Более высокая пропорция гранатов алмазной ассоциации в теле Отторженец, однако, не согласуется с более низкой алмазонасностью по сравнению с кимберлитами трубки Юбилейная. Причины такого несоответствия будут рассмотрены в следующем разделе.

Дискуссия. При сравнении средних значений по отдельным элементам наблюдается как схожесть выборок гранатов по Cr_2O_3 , так и различия по TiO_2 , FeO и CaO для ПК и АКБ трубки Юбилейная и тела Отторженец. Повышенные средние значения TiO_2 , FeO и CaO в гранатах из тела Отторженец по сравнению с гранатами из кимберлитов трубки Юбилейная (1,28 кар/т) согласуются с более низкой алмазонасностью тела Отторженец (0,65 кар/т). Высокие содержания всех этих элементов, и в первую очередь TiO_2 и FeO , являются признаками мантийных метасоматических процессов под воздействием силикатных (базитовых) расплавов [5, 9, 12, 13]. В работе [13] и была предложена двухстадийная модель образования перидотитовых гранатов в литосферной мантии древних кратонов:

1. Образование алмазов по реакции Fe_2O_3 (в хромите) + $\text{CH}_4 \rightarrow \text{C} + \text{H}_2\text{O} + \text{FeO}$ (в хромите) происходит параллельно со следующей реакцией: хромит ± оливин ± ортопироксен + Si, Ca (во флюиде) → низкокальциевый высокохромистый гранат;

2. Низкокальциевый высокохромистый гранат + метасоматический агент (силикатный, силикатно-карбонатный или другой расплав/флюид) → лерцолитовый или верлитовый гранат.

В работе [6] такая эволюция химического состава перидотитового граната была впервые показана на примере зонального граната из трубки Мир. Впоследствии такие гранаты были обнаружены как в сибирских, так и в южноафриканских кимберлитах.

В работе [5] при сравнительном изучении гранатов из включений в алмазах и ксенолитов алмазонасных перидотитов было показано, что высокая алмазонасность кимберлитов Сибирского кратона по сравнению с кимберлитами кратона Каапвааль связана с более высокой степенью метасоматических процессов под воздействием плюмовых базитовых расплавов. При внимательном рассмотрении особенностей распределения фигуративных точек составов гранатов в поле гарцбургит-дунитовых гранатов отмечаются значительные отличия в характере их распределения, а именно – в количестве гранатов с содержаниями $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8,5$ мас. %. Процент гранатов с содержаниями $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8,5$ мас. % из ПК и АКБ трубки Юбилейная и тела Отторженец составляют 17,7, 12,2 и 7,5, соответственно. Совокупный процент гранатов с содержаниями $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8,5$ мас. % в ПК и АКБ трубки Юбилейная составляет 15,2. Кроме того, существует значительное отличие в содержании высокохромистых ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 5$ мас. %) и низкокальциевых ($\text{CaO} < 3$ мас. %) гранатов в поле гарцбургит-дунитовых гранатов. Совокупный процент таких гранатов в трубке Юбилейная составляет 5,56 ($n=45$), а в теле Отторженец 0,75 ($n=3$). Именно наличие подобных гранатов характерно для высокоалмазонасных кимберлитовых тел как Сибирского кратона, так и других кратонов мира.

Близость средних содержаний Cr_2O_3 для гранатов из ПК и АКБ трубки Юбилейная и тела Отторженец (6,03, 5,49 и 6,04, соответственно) и более высокий процент алмазных парагенезисов как по [6], так и по [10], в теле Отторженец находятся в несоответствии с бо-

лее низкой реальной алмазоносностью кимберлитов тела Отторженец (0,65 кар/т) по сравнению с кимберлитами трубки Юбилейная (1,28 кар/т). При детальном рассмотрении фигуративных точек составов гранатов тела Отторженец на вариационных диаграммах Cr_2O_3 –CaO и Cr_2O_3 –TiO₂ можно выделить кластер точек с одинаковыми составами в области ~ 8 мас. % Cr_2O_3 и ~ 4 мас. % CaO. При анализе химических составов гранатов из этого кластера было установлено, что вероятнее всего, все составы, попадающие в этот кластер, относятся либо к одному раздробленному гарцбургит-дунитового ксенолиту, либо к одному раздробленному зерну гарцбургит-дунитового парагенезиса. Такая кластеризация точек составов на вариационных диаграммах встречается довольно часто в том случае, если отбор МСА происходит из небольшого количества раздробленного кимберлита – штуфного образца или куска керна, а не из шлиховых проб или материала с обогащенных фабрик, где происходит интенсивное перемешивание МСА.

В работе [8] на основании исследования выборок МСА был сделан вывод о том, что тело Отторженец является перемещённым фрагментом трубки Юбилейная. Однако в этой же работе были приведены результаты сравнительного изучения выборок алмазов из кимберлитовых трубок Юбилейная, Озёрная и тела Отторженец. В работе [8] представлены результаты сравнительного изучения 4632 кристаллов алмаза, в том числе из туфобрекчий и порфировых кимберлитов восточного фланга трубки Юбилейная (предполагаемого места отторжения) – 3700 кристаллов, из трубки Озёрная – 502, а из Отторженца – 430. При этом из обеих трубок отбирались алмазы, характеризующие верхние горизонты тел. Из сравнительной характеристики алмазов по основным морфологическим разновидностям, согласно классификации [4], следует, что материнской для Отторженца была порода трубки Юбилейная. Тем не менее, А. Д. Харьков с соавторами [8] отмечает существенное увеличение в Отторженце количества кристаллов со следами коррозии и матировки

(22,3 %) по сравнению с трубкой Юбилейная (8 %), что, по их мнению, обусловлено воздействием на алмазы этого тела гидротерм трапповой магмы. Действительно, ранее такое воздействие было доказано для алмазов трубки Краснопресненская, которая пересекается силлом долеритов [8]. С нашей точки зрения, повышенное содержание в Отторженце кристаллов алмазов со следами коррозии и матировки хорошо коррелирует с более высокой степенью наложенных метасоматических преобразований на перидотитовые гранаты тела Отторженец. На этом основании мы предполагаем, что тело Отторженец не является перемещённым фрагментом трубки Юбилейная, а принадлежит новому неизвестному кимберлитовому телу.

Тем не менее, для более обоснованных выводов необходимо провести более детальное сравнительное изучение геохимических характеристик гранатов по методикам, описанным в работах [9, 13].

Выводы. В изученных выборках гранатов из кимберлитовой трубки Юбилейная и тела Отторженец наблюдаются значимые различия в содержаниях гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса в области составов с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8,5$ мас. %. По сравнению с трубкой Юбилейная в теле Отторженец отмечается пониженное содержание гранатов в поле гарцбургит-дунитового парагенезиса с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 8,5$ мас. %. Кроме того, содержание высокохромистых ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 5$ мас. %) и низкокальциевых (CaO < 3 мас. %) гарцбургит-дунитовых гранатов в трубке Юбилейная – 5,56 % ($n=45$) значительно превышает содержание таких гранатов в теле Отторженец – 0,75 % ($n=3$). На этом основании мы предполагаем, что тело Отторженец не является перемещённым фрагментом трубки Юбилейная, а принадлежит новому неизвестному кимберлитовому телу. Вследствие этого мы считаем, что алмазоносность коренного тела Отторженец понижена по сравнению с трубкой Юбилейная, что согласуется с информацией об алмазоносности АК «АЛРОСА» (ПАО). Большие размеры тела Отторженец делают маловероятным его значительное горизонтальное перемеще-



ние от коренного тела. Подобно трубке Озёрная коренное тело тела Отторженец также, вероятно, располагается вблизи трубки Юбилейная под породами трапповой формации.

Авторы работы признательны АК «АЛРОСА» (ПАО) за возможность использования в дан-

ной работе архивных минералогических коллекций гранатов из кимберлитовой трубки Юбилейная и тела Отторженец.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (Проект №122041400157-9).

Список литературы

1. Зинчук Н. Н. Особенности типизации и алмазности кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. – 2018. – Т. 17. – № 2. – С. 145–163.
2. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Крайнов А. В. Кимберлиты в истории Земли. Методическое пособие // Труды НИИГ ВГУ. – 2013. – Т. 68. – С. 1–99.
3. Крючков А. И., Харьков А. Д., Похиленко Н. П. Идентификация кимберлитовых тел, подвергнутых динамическому воздействию траппов (на примере системы тел в районе трубки Юбилейная, Якутия) // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 3. – С. 12–15.
4. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1973. – 223 с.
5. Похиленко Л. Н., Мальковец В. Г., Кузьмин Д. В., Похиленко Н. П. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады академии наук. – 2014. – Т. 454, № 5. – С. 583–583.
6. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Труды ИГиГ. – 1974. – Вып. 183. – 264 с.
7. Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Доклады академии наук. – 1969. – Т. 35, № 1. – С. 162–166.
8. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998. – 554 с.
9. Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. – 1999. – № 310 (1–4). – P. 1–35.
10. Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. – 2004. – № 77 (1–4). – P. 841–857.
11. Grütter H., Latti D., Menzies A. Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry // Journal of Petrology. – 2006. – Vol. 47, № 4. – P. 801–820.
12. Howarth G. H., Barry P. H., Pernet-Fisher J. F., Baziotis I. P., Pokhilenko N. P., Pokhilenko L. N., Bodnar R. J., Taylor L. A., Agashev A. M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. – 2014. – Vol. 184. – С. 209–224.
13. Malkovets V., Griffin W., O'Reilly S., Wood B. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link // Geology. – 2007. – № 35 (4). – P. 339–342.
14. Ramsay R. R., Tompkins L. A. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil // Fifth international Kimberlite Conference, Minas Gerais, Brazil. – 1994. – P. 329–345.
15. Schulze D. J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // Lithos. – 2003. – № 71 (2–4). – P. 195–213.

References

1. Zinchuk N. N. Osobennosti tipizatsii i almaznosnosti kimberlitov [Features of typification and diamond potential of kimberlites], *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya* [Bulletin of Perm University. Geology], 2018, Vol. 17, No 2, pp. 145–163. (In Russ).
2. Zinchuk N. N., Savko A. D., Krainov A. V. Kimberlity v istorii Zemli. Metodicheskoe posobie [Kimberlites in the history of the Earth. Methodical manual], *Trudy NIIG VGU* [Proceedings of NIIG VSU], 2013, Vol. 68, pp. 1–99. (In Russ).
3. Kryuchkov A. I., Khar'kiv A. D., Pokhilenko N. P. Identifikatsiya kimberlitovykh tel, podvergnutykh dinamicheskomu vozdeistviyu trappov (na primere sistemy tel v raione trubki Yubileynaya, Yakutiya) [Identification of kimberlite bodies subjec-

- ted to the dynamic impact of traps (using the example of a system of bodies in the area of the Yubileynaya pipe, Yakutia), *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 1994, Vol. 3, pp. 12–15. (In Russ).
- Orlov Yu. L. Mineralogiya almaza [Diamond Mineralogy], Moscow : Nauka Publ., 1973, 223 p.
 - Pokhilenko L. N., Mal'kovets V. G., Kuz'min D. V., Pokhilenko N. P. Novye dannye po mineralogii megakristallicheskih piropovykh peridotitov iz kimberlitovoi trubki Udachnaya, Sibirskii kraton, Yakutskaya amazonosnaya provintsiya [New data on the mineralogy of megacrystalline pyrope peridotites from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberian craton, Yakut diamond-bearing province], *Doklady akademii nauk [Reports of the Academy of Sciences]*, 2014, Vol. 454, No 5, pp. 583–583. (In Russ).
 - Sobolev N. V. Glubinnye vklyucheniya v kimberlitakh i problema sostava verkhnei mantii [Deep inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle], *Trudy IGG [Proceedings of IGG]*, 1974, Iss. 183, 264 p. (In Russ).
 - Sobolev N. V., Lavrent'ev Yu. G., Pospelova L. N., Sobolev E. V. Khromovye piropy iz almazov Yakutii [Chromium pyropes from diamonds of Yakutia], *Doklady akademii nauk [Reports of the Academy of Sciences]*, 1969, Vol. 35, No 1, pp. 162–166. (In Russ).
 - Khar'kiv A. D., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I. Korennye mestorozhdeniya almazov mira [Primary diamond deposits of the world], Moscow : Nedra Publ., 1998, 554 p.
 - Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton, *Tectonophysics*, 1999, No 310 (1–4), pp. 1–35.
 - Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers, *Lithos*, 2004, No 77 (1–4), pp. 841–857.
 - Grütter H., Latti D., Menzies A. Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry, *Journal of Petrology*, 2006, Vol. 47, No 4, pp. 801–820.
 - Howarth G. H., Barry P. H., Pernet-Fisher J. F., Baziotis I. P., Pokhilenko N. P., Pokhilenko L. N., Bodnar R. J., Taylor L. A., Agashev A. M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths, *Lithos*, 2014, Vol. 184, pp. 209–224.
 - Malkovets V., Griffin W., O'Reilly S., Wood B. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link, *Geology*, 2007, No 35 (4), pp. 339–342.
 - Ramsay R. R., Tompkins L. A. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil, Fifth international Kimberlite Conference, Minas Gerais, Brazil, 1994, pp. 329–345.
 - Schulze D. J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds, *Lithos*, 2003, No 71 (2–4), pp. 195–213.

Милашкин Максим Вячеславович (milaushkinmv@igm.nsc.ru)

инженер^{1,2}

Мальковец Владимир Григорьевич

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник^{1,2}

Гибшер Анастасия Анатольевна

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник^{1,2}

Яковлев Игорь Викторович

младший научный сотрудник²

Тычков Николай Сергеевич

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник¹

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

² АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Новосибирск, Россия

Редкоземельная минерализация в рудах Гурвунурского апатит-магнетитового месторождения (Озёрнинский рудный узел, Западное Забайкалье)

Извекова А. Д.¹, Дамдинов Б. Б.², Рампилов М. О.²

¹ ФГБУН Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

² ФГБУН Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Аннотация. Гурвунурское апатит-магнетитовое месторождение расположено в пределах Озёрнинского рудного узла в Западном Забайкалье. Особенностью данного объекта является наличие редкоземельной минерализации в рудах. К основным минералам-концентраторам РЗЭ относятся монацит, алланит, апатит и эпидот. Один из главных концентраторов РЗЭ – апатит, где содержание суммы РЗЭ достигает 2,6 мас. %. Редкоземельные элементы представлены в основном лёгкими лантаноидами; преимущественно распространены La до 1,8 мас. % и Ce до 2,08 мас. %. Монацит образуется в процессе рафинирования апатита, в котором появляется тонкая вкрапленность и прожилки монацита. Эпидот установлен в гнездах и прожилках скарновых минералов. Минерал содержит в основном лёгкие лантаноиды (La до 5,11 мас. %, Ce до 2,47 мас. %) и образует постепенные переходы в алланит, который, в свою очередь, встречается также в виде самостоятельных выделений, либо в составе агрегатов эпидот-алланитового состава. В составе алланита также преобладают лёгкие лантаноиды с содержаниями La до 9,16 мас. %, Ce до 14,35 мас. %. Изучение минерального состава и распределения РЗЭ в рудах и минералах позволяет сделать вывод о том, что редкоземельная минерализация в рудах Гурвунурского апатит-магнетитового месторождения образовалась в результате скарнирования пород карбонатсодержащей вулканогенно-осадочной толщи, а источником редкоземельной минерализации явились гранодиориты витимканского интрузивного комплекса.

Ключевые слова: Гурвунурское месторождение, апатит, магнетит, РЗЭ, скарны.

Для цитирования: Извекова А. Д., Дамдинов Б. Б., Рампилов М. О. Редкоземельная минерализация в рудах Гурвунурского апатит-магнетитового месторождения (Озёрнинский рудный узел, Западное Забайкалье). Руды и металлы. 2024. № 2. С. 55–68. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10009.

Rare earth mineralization in ores of the Gurvunur apatite-magnetite deposit (Ozerny ore cluster, Western Transbaikalia)

Izvekova A. D.¹, Damdinov B. B.², Rampilov M. O.²

¹ A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia

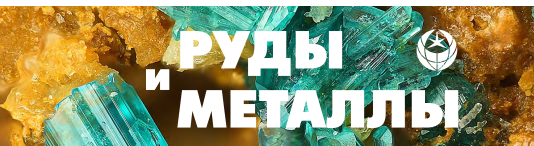
² N. L. Dobretsov Geological Institute. SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Annotation. The Gurvunur apatite-magnetite deposit is located within the Ozerny ore cluster in Western Transbaikalia. A peculiarity of this object is the presence of rare-earth mineralization in the ores. The main REE concentrator minerals include monazite, allanite, apatite, and epidote. One of the main concentrators of REE is apatite, where the content of REE sum reaches 2.6 wt. %. The REE are mainly represented by light lanthanides, with La up to 1.8 wt. % and Ce up to 2.08 wt. % predominating. Monazite-(Ce) is formed in the process of apatite refining, leading to the monazite fine-grained dissemination and veinlets occurring. Epidote is found in nests and vein-like formations of skarn aggregates. The mineral mainly contains light lanthanides (La up to 5.11 wt. %, Ce up to 2.47 wt. %) and forms gradual transitions to allanite that, in its turn, is also found in the form of isolated segregations or as a part of aggregates of epidote-allanite composition. Light lanthanides with Ce up to 14.35 wt. % and La up to 9.16 wt. % predominate in the allanite composition. The study of the mineral composition and distribution of REE in ores and minerals allows us to conclude that rare-earth mineralization in the ores of the Gurvunur apatite-magnetite deposit was formed as a result of skarning of the carbonate-bearing volcanogenic-sedimentary rocks, and the source of rare-earth mineralization was granodiorites of the Vitimkan intrusive suite.

Keywords: Gurvunur deposit, apatite, magnetite, REE, skarns.

For citation: Izvekova A. D., Damdinov B. B., Rampilov M. O. Rare-earth mineralization in ores of the Gurvunur apatite-magnetite deposit (Ozerny ore cluster, Western Transbaikalia). Ores and metals, 2024, № 2, pp. 55–68. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10009.





Введение. Редкоземельные элементы играют значительную роль в современной индустрии. Применение РЗЭ находят в электронике, космической технике, атомной технике, машиностроении, приборостроении, металлургии, химической и стекольной промышленности.

Постоянное увеличение потребления РЗЭ в мировой экономике требует значительного увеличения знаний как об условиях образования месторождений, так и об особенностях редкоземельной минералогии объектов различных генетических типов. Как известно, месторождения-концентраты РЗЭ относятся к эндогенным, экзогенным и метаморфогенным [2]. Среди эндогенных известны месторождения, связанные с пегматитами (монацитовые пегматиты Минас-Жерайс, Бразилия), с гранитами, щелочными гранитоидами и сиенитами (например, магнетит-гематит-флюоритовые тела с редкоземельной минерализацией, Китай), с щелочно-ультраосновными комплексами (Ловозерское месторождение), месторождения, ассоциирующие с карбонатитами (Маунтин-Пасс, США; Томтор, Белозиминское, Россия) и коры выветривания по ним.

Экзогенные месторождения РЗЭ представлены аллювиальными россыпями (США, Бразилия, Индонезия, Малайзия, Нигерия), прибрежно-морскими россыпями монацита и ксенотима в Австралии, Индии, Бразилии, осадочными фосфоритами, органогенно-фосфатными образованиями (галечниковые фосфориты Флориды), рабдофанит-черчитовыми песками и песчаниками (США, Великобритания, Германия).

Метаморфогенные месторождения РЗЭ связаны с мигматитами, парагнейсами и кристаллическими сланцами, где присутствуют участки с редкоземельной минерализацией, а также представлены метаморфизованными россыпями и монацитоносными конгломератами.

Часть апатит-магнетитовых месторождений относится к апатитсодержащему титаномагнетитовому типу, связанному с габброидами (например, Волковское на Урале) [5]. Кроме того, апатит-магнетитовые месторождения локализируются в пределах щелочно-ультраосновных интрузий. Железорудные тела в этом слу-

чае представлены преимущественно апатит-форстеритовыми породами с вкрапленностью, жилами и прожилками магнетита, включениями редкометалльных минералов. К этому типу относятся месторождения на Балтийском щите (Ковдорское). Апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа содержат повышенные количества силикатных минералов, являются дифференциатами карбонатитового расплава, отделившимися от кристаллизующейся щелочной магмы [8]. Апатит-магнетитовые руды либо прорывают вмещающие их карбонатиты, либо образуют с карбонатитами постепенные переходы. К этому типу относится Дубравинское месторождение (КМА). Также известны месторождения типа IOA (Iron Oxide Apatite, или тип Кируна), генезис которых остаётся дискуссионным. Обсуждаются несколько вариантов образования таких месторождений: магматический (ликвационный), эксгальтационно-седиментационный и эпигенетический гидротермальный. Однако в последние годы наибольшее распространение получила концепция, согласно которой месторождения типа Кируна являются конечным членом обширной группы Fe-oxide-Cu-Au месторождений, обозначаемых как IOCG [9, 11].

Рассматриваемое в данной работе Гурвунурское апатит-магнетитовое месторождение находится в пределах Озёрнинского полиметаллического рудного узла (Западное Забайкалье), в пределах которого распространены колчеданно-полиметаллические, золото-полиметаллические, железорудные, железо-марганцевые, медно-баритовые месторождения [1, 3].

На территории Озёрнинского рудного узла известны два апатит-магнетитовых месторождения – Гурвунурское и Северо-Гурвунурское, характеризующиеся наличием редкоземельной минерализации. Месторождения расположены в западной части рудного узла и находятся на расстоянии 3 км друг от друга (рис. 1). В ходе поисково-разведочных работ высказывались разные точки зрения о природе образования как Гурвунурского, так и Северо-Гурвунурского месторождений: осадочная, вулканогенно-осадочная, скарновая, магматогенная (В. А. Бречалов и др., 1978).

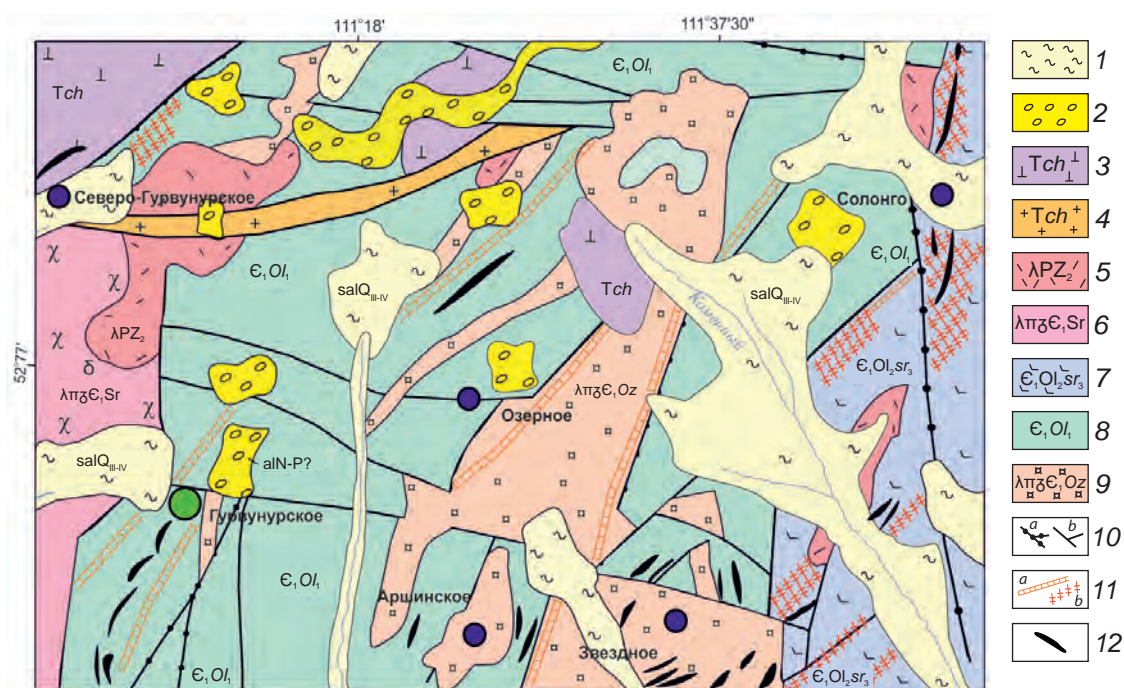


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Гурвунурского месторождения (по А. А. Миронов и др., 2008):

1 – солифлюкционно-аллювиальные отложения истоков рек (дресва, щебень, галечник, глыбы; заполнитель – глины, тяжёлые суглинки, суглинки бурого и коричневого цвета); 2 – аллювиальные отложения (галечник, гравий, валуны с глинистым и песчано-глинистым заполнителем серо-коричневого цвета); 3 – цаган-хунтейская свита: ортофиры, риолит-порфиры, андезитовые порфиры, туфы, туфолоавы, брекчии и эруптивные брекчии трахиориолитов, трахидацитов; 4 – субщелочные гранит-порфиры и их дайки; 5 – риолиты и их брекчии, андезитодациты, дациты и граниты, разномасштабные, массивные; 6 – сурхобтинский интрузивный комплекс (кварцевые и диоритовые порфиры); олдындинская свита: 7 – андезитовые и базальтовые порфиры, их туфы, линзы и прослои известняков, туффитов, плагиориолитовых и плагиодацитов порфиров, их туфов, 8 – автомагматические брекчии плагиориолитовых, плагиодацитов порфиров и андезитодацитов порфиров; 9 – озёрнинский субвулканический комплекс (переслаивание скарнированных известняков, известковых брекчий, туффитов, туфов плагиориолитовых и плагиодацитов порфиров, подчинённо андезитовых порфиров); 10 – разрывные нарушения: *a* – оси основных рудоконтролирующих нарушений, *b* – установленные нарушения; 11 – изменённые породы: *a* – скарны, известковистые и магниезиальные, интенсивно скарнированные породы, *b* – зоны кварцевой и сульфидно-кварцевой прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации; 12 – магнетитовые тела

Fig. 1. Schematic geological map of the Gurvunur deposit district (after Mironov A. A., 2008):

1 – solifluction-alluvial deposits of river sources: gruss, rubble, pebbles, blocks; filler: clays, heavy loams, brown and grayish brown loams; 2 – alluvial deposits: pebbles, gravel, boulders with clayey and sandy-clayey grayish brown filler; 3 – Tsagan-Khuntei formation: orthophyres, rhyolite-porphyrines, andesitic porphyrites, tuffs, tuff lavas, breccias, and eruptive breccias of trachyorhyolites, trachydacites; 4 – subalkaline granite porphyries and their dikes; 5 – rhyolites and their breccias, andesite-dacites, dacites, and granites, inequigranular, massive; 6 – Surkhehta intrusive suite: quartz and diorite porphyrites; Oldynda formation: 7 – andesitic and basaltic porphyrites, their tuffs, lenses and interlayers of limestones, tuffites, plagiorhyolite and plagiodacite porphyries and of their tuffs, 8 – automagmatic breccias of plagiorhyolite, plagiodacite porphyries and andesite-dacitic porphyrites; Ozerny subvolcanic complex: 9 – interlayering of skarnized limestones, calcareous breccias, tuffites, plagiorhyolitic tuffs, and plagiodacite porphyries, subordinate andesitic porphyrites; 10 – faults: *a* – axes of the main ore-controlling faults, *b* – established faults; 11 – altered rocks: *a* – calcareous and magnesian skarns, intensively skarnized rocks, *b* – zones of veinlet and veinlet-disseminated quartz and sulfide-quartz mineralization; 12 – magnetite bodies

Исследования соседнего с рассматриваемым Северо-Гурвунурского месторождения обнаружили присутствие признаков магматогенного образования руд, что позволило отнести его к типу Кируна [6]. Наиболее значимые признаки – присутствие в рудах апатита с повышенными содержаниями РЗЭ, резкие контакты рудных тел с вмещающими породами, наличие в рудах силикатных (амфибол, альбит, биотит) минералов и высокотемпературные условия минералообразования, рассчитанные по изотопной термометрии. Однако схожими признаками обладают и скарновые месторождения [7].

Таким образом, происхождение Гурвунурского и Северо-Гурвунурского месторождений остаётся недоизученным, и, соответственно, дискуссия относительно их генезиса ещё не закончена. Наиболее острыми являются вопросы об источнике и процессе формирования редкоземельной минерализации. В отношении генезиса руд Гурвунурского месторождения, рассматриваемого в данной статье, возможно несколько сценариев – магматический, вулканогенно-осадочный и скарновый. Следует отметить, что в пределах Озёрнинского рудного узла другие проявления редкоземельной минерализации неизвестны.

Ввиду вышесказанного целью данных исследований явилось изучение особенностей распределения РЗЭ в породах и минералах апатит-магнетитовых руд для выяснения происхождения РЗЭ минерализации и уточнения генезиса Гурвунурского месторождения.

Методы исследований. В работе, кроме результатов собственных исследований, основанных на изучении 160 м кернового материала, также были использованы материалы лаборатории петрологии ГИН СО РАН, отчёты геологоразведочных партий, составленные В. А. Бречаловым, Г. И. Скалиной (1978 г.), тематической партии под руководством Г. С. Румянцева (1965 г.).

Состав минералов, микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с использованием энергодисперсионного спектрометра Inca Energy-300 (ана-

литик Е. В. Ходырева). Определения микроэлементного состава в апатите осуществлены методами ICP-AES (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) и ICP-MS (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Определение содержаний РЗЭ в гранитоидах проводилось методом ICP-MS (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Геологическое строение. Озёрнинский рудный узел расположен в Республике Бурятия в 350 км от г. Улан-Удэ и входит в состав Удино-Витимской островодужной системы, сформировавшейся в позднем рифее – палеозое в области активного взаимодействия Сибирского кратона и Палеоазиатского океана [3]. На площади узла известны колчеданно-полиметаллические, золото-полиметаллические, железорудные, железо-марганцевые, медно-баритовые месторождения, локализованные в скарнах и вулканогенно-осадочных образованиях.

Гурвунурское апатит-магнетитовое месторождение расположено в 2,5 км от Озёрного колчеданно-полиметаллического месторождения и приурочено к вулканогенно-карбонатным отложениям, относящимся к нижней подсвите олдындинской свиты нижнекембрийского возраста (рис. 2, 3). По данным разведочных работ Удино-Витимской экспедиции (1978–1986 гг.), разрез стратифицированных вулканогенно-карбонатных отложений района месторождения представляется в следующем виде (снизу-вверх): риолитовый горизонт с маломощными линзами известняков; туфовый горизонт с линзами доломитизированных известняков, состоящий из туфов, туфобрекчий риолитов и риолит-порфиров, а также доломитизированных известняков; эффузивно-сланцевый горизонт с прослоями кварцевых порфиров. Интрузивные образования на месторождении представлены преимущественно диоритами и сиенит-порфирами, отнесёнными к витимканскому раннепалеозойскому и гуджирскому триасово-нижнеюрскому интрузивным комплексам, соответственно.

Скарнирование в рудном поле месторождения развито в участках, приуроченных к выходам интрузий гранодиоритов витимканского комплекса, но степень преобразования исходных вулканогенно-осадочных и интрузивных образований различна.

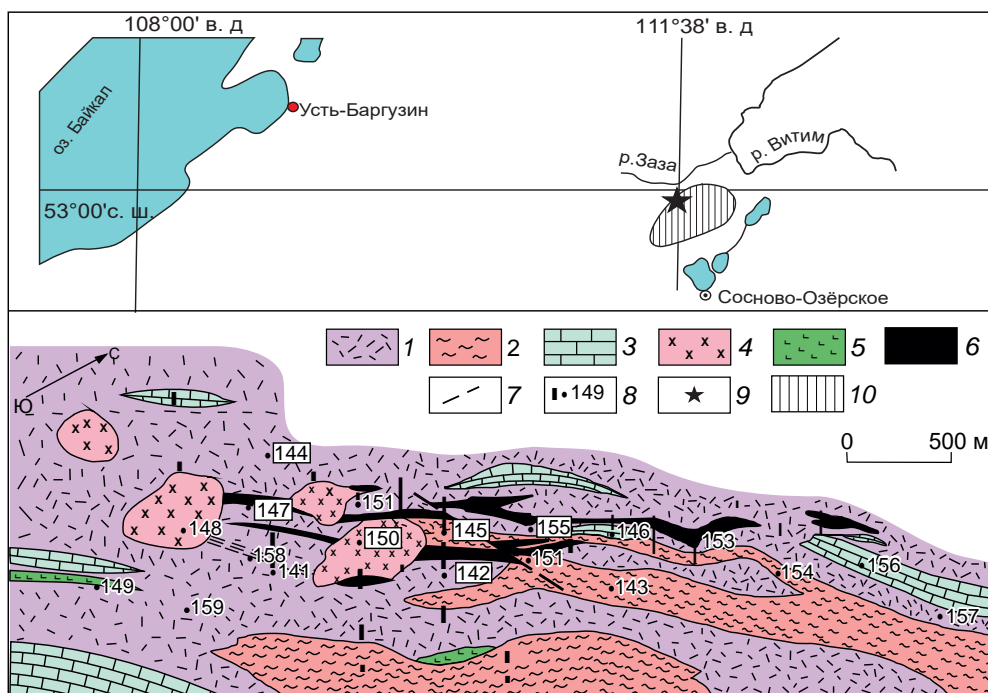


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Гурвунурское (по материалам В. А. Бречалова, 1978): 1 – риолиты, риолит-порфиры, кварцевые порфиры; 2 – рассланцованные риолиты; 3 – мраморизованные известняки; 4 – диориты, гранодиориты; 5 – сиенит-порфиры; 6 – магнетитовые руды; 7 – тектонические нарушения; 8 – каналы, скважины и их номера; 9 – положение Гурвунурского месторождения; 10 – контур Озёрнинского рудного узла

Fig. 2. Geological sketch map of the Gurvunur deposit (compiled after Brechalov V. A., 1978):

1 – rhyolites, rhyolite-porphyrries, quartz porphyries; 2 – schistose rhyolites; 3 – marbleized limestones; 4 – diorites, granodiorites; 5 – syenite porphyries; 6 – magnetite ores; 7 – tectonic dislocations; 8 – ditches, boreholes and their numbers; 9 – Gurvunur deposit setting; 10 – Ozerny ore cluster outlines

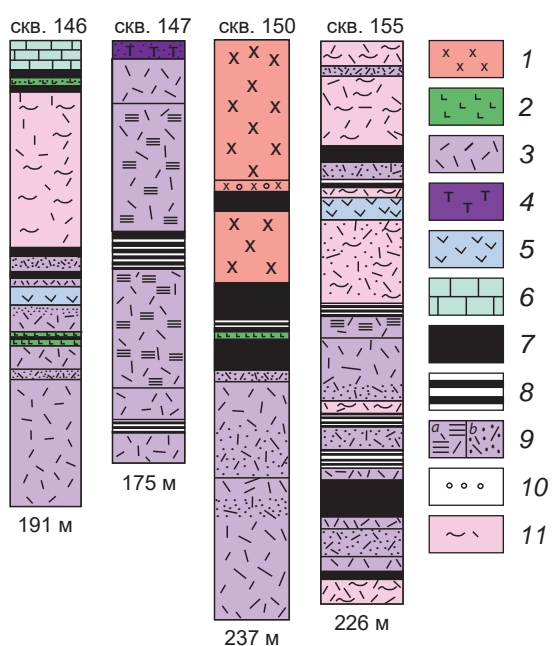


Рис. 3. Разрез скважин Гурвунурского месторождения (по материалам В. А. Бречалова, 1978):

1 – диориты, кварцевые диориты; 2 – сиенит-порфиры; 3 – риолиты, риолит-порфиры; 4 – туфы риолитов; 5 – андезитовые порфиры; 6 – мраморы; 7 – магнетитовые руды; 8 – апатит-магнетитовые руды; 9 – прожилки и вкрапленность магнетита: а – с апатитом, b – без апатита; 10 – скарны; 11 – рассланцованные риолиты

Fig. 3. Borehole section of the Gurvunur deposit (compiled after Brechalov V. A., 1978):

1 – diorites, quartz diorites; 2 – syenite-porphyrries; 3 – rhyolites, rhyolite-porphyrries; 4 – rhyolite tuffs; 5 – andesite porphyries; 6 – marbles; 7 – magnetite ores; 8 – apatite-magnetite ores; 9 – magnetite veinlets and dissemination: with apatite (a) and without apatite (b); 10 – skarns; 11 – schistosed rhyolites

живных пород низкая. Тела кальцит-эпидот-гранат-пироксеновых скарнов, которые в основном встречаются в виде небольших участков мелкозернистых пород тёмно-зелёного цвета, образуют субсогласные прослои мощностью до 1 м в риолитах, риолит-порфирах, реже пятнисто-прожилковые выделения в диоритах и телах магнетитовых руд.

Породы, вмещающие апатит-магнетитовые рудные тела, испытали метаморфизм на уровне серицит-хлоритовой субфации. По данным Ar/Ag изотопного датирования, метаморфические преобразования происходили в нижнепермский период ($293,3 \pm 2,5$ млн лет) [6].

Руды Гурвунурского месторождения представлены линзовидными телами сплошных и вкрапленных кварц-магнетитовых и пироксен-apatит-магнетитовых руд, связанных между собой постепенными переходами. Руды залегают среди риолит-порфиров, на контакте диоритов и риолит-порфиров, реже – среди доломитизированных известняков.

В кварц-магнетитовых рудах в заметных количествах присутствуют магнетит, гематит,

кварц, реже пирит, кальцит, апатит. Пироксен-apatит-магнетитовые руды сложены магнетитом, апатитом, гематитом, пироксеном (диопсид, реже геденбергит), в меньших количествах присутствуют амфибол (актинолит), гранат (андрадит), кальцит, флогопит, эпидот, а также алланит, рутил и сульфидные минералы (пирит, пирротин, халькопирит). Пироксен-apatит-магнетитовые руды характеризуются наличием сульфатных минералов (барит, целестин, баритоцелестин).

Минерализация РЗЭ. Минералы, содержащие РЗЭ, широко распространены в апатит-магнетитовых рудах Гурвунурского месторождения. Одним из главных концентраторов РЗЭ является апатит, в котором содержание суммы РЗЭ достигает 2,6 мас. %. Кроме апатита, РЗЭ содержат алланит, монацит, эпидот.

Апатит – один из самых распространённых (3–18 об. %) минералов пироксен-apatит-магнетитовых руд, небольшие количества его установлены и в кварц-магнетитовых рудах. В рудах, развитых в эндоконтактах гранодиоритовой интрузии, отмечаются повышенные



Рис. 4. Морфология выделения минералов апатит-магнетитовых руд:

a – кристаллы апатита в пироксен-apatит-магнетитовой руде (шлиф, николи х); *b* – выделения апатита в пироксен-apatит-магнетитовой руде; *c* – типичная минеральная ассоциация апатита, магнетита и кварца; *d* – эмульсионная вкрапленность монацита в апатите, алланит и агрегат амфибол-пироксенового состава (снимки *c, d* – в обратно отражённых электронах); Ap – апатит, Prx – пироксен, Mnt – магнетит, Qtz – кварц, Mnz – монацит, Aln – алланит, Di-Act – амфибол-пироксеновый агрегат

Fig. 4. Morphology of minerals in the apatite-magnetite ores

a – apatite crystals in pyroxene-apatite-magnetite ore (crossed polars); *b* – apatite in pyroxene-apatite-magnetite ore; *c* – typical mineral association of apatite, magnetite and quartz; *d* – emulsion dissemination of monazite in apatite, allanite and amphibole-pyroxene aggregate. The images *c* and *d* were taken in back-scattered electrons. Ap – apatite, Prx – pyroxene, Mnt – magnetite, Qtz – quartz, Mnz – monazite, Aln – allanite, Di-Act – amphibole-pyroxene aggregate



концентрации апатита. Он образует вкрапленность, гнёзда и пятнистые обособления среди магнетита и кварца (рис. 4, *a–c*). Представляет собой трещиноватые зёрна столбчатой и призматической формы размером 1–5 мм, иногда достигающие 1,5 см в длину (см. рис. 4, *a, b*). Часто ассоциирует с пироксеном и магнетитом, но по взаимоотношениям видно, что апатит образовался раньше пироксена и несколько позже магнетита (см. рис. 4, *a*). По составу он соответствует фтор-apatиту (ср. 3,3 мас. % F) (табл. 1), содержит примесь FeO (до 0,94 мас. %). Одна из особенностей состава апатита – наличие в нём хлора с содержанием до 0,45 мас. %.

В апатите в повышенных количествах присутствуют редкоземельные элементы (Σ REE до 2,6 мас. %), наличие которых обусловлено

эмульсионной вкрапленностью монацита. Содержание РЗЭ, по данным анализов ICP-MS, приведено в табл. 2. Они представлены в основном лёгкими лантаноидами с отношениями Ce/La – 1,97, Ce/Nd – 2,99, La/Nd – 1,52. Преимущественно распространены Ce (содержание от 0,11 до 2,8 мас. %) и La (от 0,8 до 1,73 мас. %).

В апатите широко проявлена вкрапленность монацита, образующая эмульсионную структуру распада (см. рис. 4, *d*), что, по мнению Г. С. Риппа [6], может быть объяснено отделением ряда редкоземельных элементов от апатита на этапе метаморфических преобразований, причём такой эффект многократно отмечался и на прочих апатит-магнетитовых месторождениях.

Табл. 1. Химические составы апатита из рудных тел месторождения, мас. %

Table 1. Chemical composition (wt. %) of apatite from the Gurvunur deposit

| № п/п | № пробы | CaO | P ₂ O ₅ | Cl | F | Ce ₂ O ₃ | La ₂ O ₃ | O=F ₂ | Σ |
|-------|---------|-------|-------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|--------|
| 1 | 147-20 | 52,29 | 41,7 | 0,36 | 2,49 | 1,46 | 0,8 | 1,05 | 99,09 |
| 2 | | 51,91 | 40,88 | 0,44 | 3,39 | 0,86 | | 1,43 | 97,48 |
| 3 | | 52,33 | 40,72 | 0,45 | 3,84 | | | 1,62 | 97,34 |
| 4 | | 52,26 | 41,53 | 0,31 | 2,22 | 2,8 | 0,9 | 0,94 | 99,97 |
| 5 | | 54,77 | 42,53 | 0,31 | 3,11 | 0,11 | | 1,31 | 100,57 |
| 6 | | 54,84 | 42,03 | 0,37 | 3,57 | 0,12 | | 1,51 | 100,68 |
| 7 | 147-28 | 56,82 | 41,98 | 0,3 | 3,36 | | | 1,42 | 101,99 |
| 8 | | 56,63 | 43,9 | 0,21 | 4,5 | | | 1,9 | 103,35 |
| 9 | | 56,39 | 43,31 | 0,25 | 3,91 | | | 1,65 | 102,22 |
| 10 | 147-19 | 53,41 | 41,96 | 0,33 | 2,82 | 1,75 | 0,89 | 1,19 | 101,16 |
| 11 | | 52,85 | 41,36 | 0,37 | 3,73 | 1,32 | | 1,57 | 99,63 |
| 12 | | 52,16 | 41,13 | 0,3 | 3,45 | 1,15 | | 1,46 | 98,19 |
| 13 | | 51,81 | 41,15 | 0,32 | 2,38 | 1,51 | 0,73 | 1 | 97,9 |
| 14 | | 52,3 | 42 | 0,31 | 3,43 | 1,52 | 0,9 | 1,45 | 101,46 |
| 15 | | 52,69 | 41,15 | 0,25 | 2,36 | 1,97 | 1,1 | 1 | 99,52 |
| 16 | 147-17 | 53,83 | 42,78 | 0,19 | 3,42 | | 1,44 | 1,44 | 101,66 |
| 17 | | 52,8 | 41,45 | 0,35 | 3,34 | 1,77 | 1,41 | 1,41 | 101,12 |
| 18 | 147-18 | 53,45 | 42,5 | 0,32 | 3,5 | 0,21 | 1,9 | 1,48 | 101,88 |
| 19 | | 55,37 | 42,42 | 0,29 | 3,56 | 0,24 | 1,5 | 1,5 | 103,38 |
| 20 | | 54,68 | 42,33 | 0,34 | 3,2 | 0,15 | 1,77 | 1,35 | 102,47 |
| 21 | | 52,08 | 42,67 | 0,26 | 4,01 | 0,16 | 1,73 | 1,69 | 100,91 |

Примечание. Проба 5 содержит 0,94 мас. % FeO, обусловленного примесью магнетита, проба 7 содержит 0,65 мас. % SrO, проба 9 содержит 0,1 мас. % MnO; здесь и далее пустая графа – элемент не обнаружен.

Табл. 2. Содержание элементов-примесей в апатитах и диорите (ppm)

Table 2. Content of trace elements in apatites and diorite (ppm)

| Проба | Гранодиорит | Апатит | | |
|--------|-------------|----------|----------|----------|
| | 140-1 | Гур2 | Гур1 | 147-10 |
| Ti | 2761,64 | 26,1 | | |
| Mn | 608,35 | 885 | 861 | 927 |
| Rb | 47,96 | 0,5 | | 4,6 |
| Sr | 771,45 | 371,3 | 391,8 | 377 |
| Y | 15,74 | 1131,9 | 1170 | |
| Ba | 1042,02 | 73,28 | | 8,8 |
| La | 43,76 | 6367,4 | 4740 | 4490 |
| Ce | 80,39 | 12 650,8 | 9460 | 8581 |
| Pr | 8,5 | 1223,8 | 1000 | 892 |
| Nd | 27,73 | 4236 | 3150 | 2865 |
| Sm | 4,52 | 544,5 | 450 | 356 |
| Eu | 1,02 | 41,1 | 40 | 28 |
| Gd | 3,66 | 578,7 | 450 | 347 |
| Tb | 0,51 | 55,2 | 43 | 43 |
| Dy | 2,93 | 277,1 | 205 | 199 |
| Ho | 0,57 | 47,3 | 43 | 35 |
| Er | 1,55 | 125 | 100 | 93 |
| Tm | 0,25 | 14 | 12,2 | 11,4 |
| Yb | 1,58 | 77,5 | 80 | 61 |
| Lu | 0,24 | 9,6 | 9,4 | 7,9 |
| Σ TR | 177,21 | 26 248 | 19 782,6 | 18 009,3 |
| Ce/La | 1,84 | 1,99 | 2 | 1,91 |
| Eu* | 24,47 | 3292,5 | 2649,9 | 2073,6 |
| La/Yb | 27,7 | 82,2 | 59,30 | 73,6 |
| Eu/Eu* | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |

Примечание. $Eu^* = (SmN + GdN)/2$, Eu/Eu^* – величина европиевой аномалии, ΣTR – сумма редких земель.

Графики распределения редкоземельных элементов в апатитах, нормированные к хондриту, имеют конфигурацию кривых, близкую к составам РЗЭ Северо-Гурвунурского месторождения (рис. 5). Кривые распределения указывают на преобладание концентраций лёгких лантаноидов относительно тяжёлых. Кривые РЗЭ в апатите имеют выраженную отри-

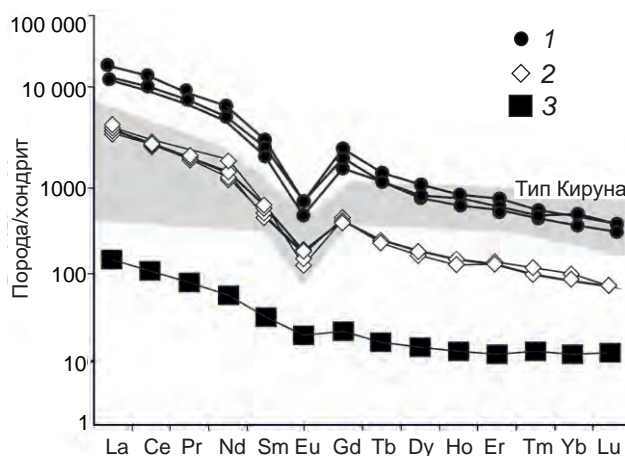


Рис. 5. Графики нормированных к хондриту (по [11]) содержаний РЗЭ в апатитах из руд Гурвунурского (1) и Северо-Гурвунурского (2) (по [6]) месторождений и гранодиорита (3) витимканского комплекса:

серое поле – распределение РЗЭ в апатитах из месторождений типа Кируна [10]

Fig. 5. Graphs of the chondrite-normalized [11] REE contents in apatite from ores of the Gurvunur (1) and North-Gurvunur (2) deposits [6] and granodiorite of the Vitimkan suite: grey area – REE distribution in the Kiruna-type deposits [10]

цательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0,242$). Конфигурации спектров распределения РЗЭ в апатитах схожи со спектрами кислых интрузивных и эффузивных пород, изменённых в результате наложенных метасоматических процессов [4]. Значения Sr/Y и Sr/Mn отношений в апатите, согласно [10], ложатся в поле апатита, характерного для гранитоидов (рис. 6).

Монацит-(Ce) встречается в виде эмульсионной вкрапленности в апатите, в котором он часто слагает более крупные зёрна и прожилки по краям зёрен апатита. Присутствие CaO (до 0,9 мас. %) обусловлено захватом кальция из матрицы. В составе монацита преобладают лёгкие лантаноиды (Ce_2O_3 до 37,47, La_2O_5 до 22,34 мас. %) (табл. 3).

Эпидот установлен в гнёздах и прожилках скарновых минералов, а также в диоритах и риолит-порфирах. Участками он присутствует в виде вкрапленности как в кварц-магнетитовых, так и в пироксен-apatит-магнетитовых рудах. Эпидот слагает неправильные, иногда призматические зёрна, присутствует в интер-

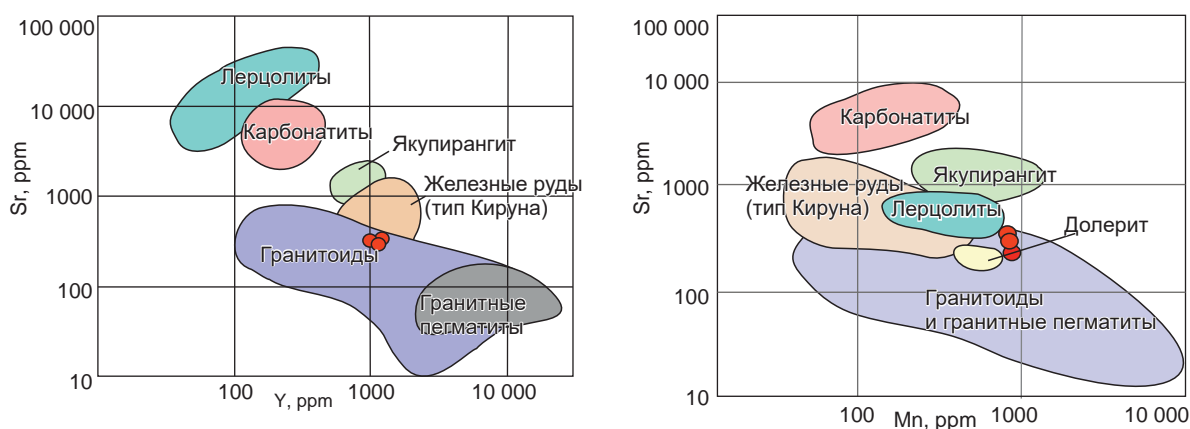


Рис. 6. Поля составов апатитов из различных типов пород, по [11]:
красными точками показаны отношения Y/Sr и Mn/Sr в апатитах Гурвунурского месторождения

Fig. 6. Fields of apatite composition from different rock types [11]:
red points on the plots show Y/Sr and Mn/Sr ratios in apatite of the Gurvunur deposit

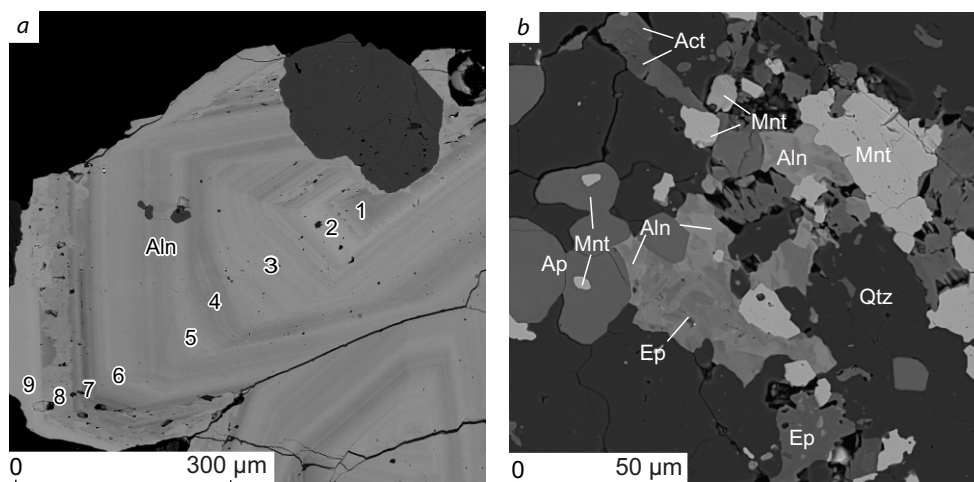


Рис. 7. Ассоциации алланита и эпидота в пироксен-апатит-магнетитовой руде на Гурвунурском месторождении:
a – зональность в кристалле алланита (Aln); *b* – выделения алланита и эпидота в кварц-магнетитовой руде (алланит образует ксеноморфные зёрна с пятнистой текстурой, обусловленной переходом в эпидот); снимок сделан в обратно отражённых электронах, Ep – эпидот, остальные усл. обозн. см. рис. 4

Fig. 7. Examples of allanite and epidote associations in pyroxene-apatite-magnetite ore at the Gurvunur deposit:
a – zoning in allanite (Aln) crystal; *b* – allanite and epidote in quartz-magnetite ore, allanite forms xenomorphic grains with a spotted texture due to the transition to epidote. The image in back-scattered electron; for other symbols see fig. 4

стициях между зёрнами магнетита, кварца и пироксена, в виде мелких прожилков, секущих кристаллы апатита. Химический состав минерала представлен в табл. 3. Он содержит в своём составе 0,61 мас. % MnO, присутствуют также лёгкие лантаноиды (La до 2,17 мас. %,

Ce до 1,14 мас. %). Вариации содержаний редкоземельных элементов обусловлены наличием участков, обогащённых этими элементами, вплоть до перехода в алланит-(Ce).

Алланит-(Ce) встречается в виде выделений неправильной, короткопризматической

Табл 3. Химические составы эпидота и монацита Гурвунурского месторождения, мас. %

Table 3. Chemical compositions (wt. %) of epidote and monazite from the Gurvunur deposit

| Эпидот | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|
| № пробы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | Mid |
| SiO ₂ | 35,36 | 36,03 | 38,62 | 35,41 | 35,4 | 36,6 | 36,24 |
| Al ₂ O ₃ | 16,97 | 17,89 | 20,09 | 18,63 | 18,39 | 21,79 | 18,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 14,52 | 16,01 | 16,07 | 15,17 | 17,43 | 13,68 | 15,48 |
| FeO | 3,87 | 2,35 | | 1,56 | | | 1,3 |
| MnO | 0,72 | 0,62 | 0,48 | | | 0,44 | 0,38 |
| MgO | | | 0,8 | | | | 0,13 |
| CaO | 18,53 | 20,13 | 23,69 | 20,86 | 20,84 | 22,5 | 21,09 |
| Ce ₂ O ₃ | 4,47 | 3,55 | | 2,89 | 2,12 | | 2,17 |
| La ₂ O ₃ | 2,47 | 2,03 | | 1,38 | 0,97 | | 1,14 |
| Pr ₂ O ₃ | 0,95 | 0 | | | | | 0,16 |
| Nd ₂ O ₃ | 1,34 | 1,29 | | | | | 0,44 |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | |
| Σ | 99,2 | 99,9 | 99,73 | 95,9 | 95,15 | 95 | 97,48 |
| Ce/La | 1,81 | 1,75 | | 2,09 | 2,19 | | 1,31 |
| Ce/Nd | 3,34 | 2,75 | | | | | |
| Монацит | | | | | | | |
| № пробы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | Mid |
| CaO | 1,11 | 0,87 | | 0,87 | 1,4 | 1,2 | 0,91 |
| Ce ₂ O ₃ | 34,3 | 37,15 | 37,47 | 36,28 | 34,39 | 36,5 | 36,02 |
| La ₂ O ₃ | 22,34 | 18,67 | 20,51 | 20,51 | 19,8 | 20,76 | 20,43 |
| Pr ₂ O ₃ | | 2,53 | 2,8 | 1,3 | 1,21 | 3,8 | 1,94 |
| Nd ₂ O ₃ | 7,09 | 8,96 | 9,96 | 8,91 | 8,8 | 6,8 | 8,42 |
| P ₂ O ₅ | 29,17 | 30,66 | 30,89 | 29,6 | 33,23 | 32,52 | 31,01 |
| Σ | 95,29 | 98,84 | 101,63 | 97,47 | 98,83 | 101,58 | 98,94 |
| Ce/La | 1,54 | 1,99 | 1,83 | 1,77 | 1,74 | 1,76 | 1,77 |
| Ce/Nd | 4,84 | 4,15 | 3,76 | 4,07 | 3,91 | 5,37 | 4,35 |

формы в апатит-магнетитовых рудах, где его количество достигает 1–1,5 %. По отношению к апатиту, магнетиту и пироксену минерал ксеноморфен. Некоторые зёрна имеют зональное строение (рис. 7, а) с переходом отдельных участков в эпидот от центра к периферии. Оно обусловлено изменением содержания редкоземельных элементов. От центра к периферии повышается общее содержание La, но отмечается чередование участков, в разной степени обогащённых редкоземельными элементами.

Наиболее часто алланит встречается среди скоплений апатита, по отношению к которому является более поздним. Алланит корродирует зёрна апатита, развивается по трещинам и обрастает их по периферии (см. рис. 7, б). В составе минерала преобладают лёгкие лантаноиды с содержаниями Ce до 14,35 мас. %, La до 9,16 мас. %. В алланите установлены пониженные концентрации MgO и MnO, ThO₂ (табл. 4).

ноиды с содержаниями Ce до 14,35 мас. %, La до 9,16 мас. %. В алланите установлены пониженные концентрации MgO и MnO, ThO₂ (табл. 4).

Обсуждение результатов. Особенностью апатит-магнетитовых руд Гурвунурского месторождения является наличие редкоземельной минерализации в рудах. Среди минералов, содержащих РЗЭ, выделены следующие: апатит, монацит-(Ce), эпидот и алланит-(Ce), в некоторых случаях эпидот постепенно переходит в алланит. Апатит содержит повышенное содержание редкоземельных элементов (La до 1,8, Ce до 2,8 мас. %). Значения Sr/Y отношений в апатите попадают в поле апатита, характерного для гранитоидов и гранитных пегматитов (см. рис. 6). Такие характеристики



Табл. 4. Химические составы алланита Гурвунурского месторождения, мас. %

Table 4. Chemical compositions (wt. %) of allanite from the Gurvynur deposit

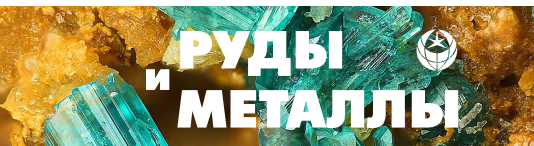
| № пробы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 32,18 | 31,68 | 33,4 | 34,08 | 31,24 | 29,07 | 29,78 | 31,26 |
| Al ₂ O ₃ | 15,89 | 17,44 | 14,91 | 16,48 | 12,11 | 5,82 | 9,05 | 11,77 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,96 | 6,44 | 10,92 | 12,72 | 11,36 | 16,12 | 12,26 | 12,39 |
| FeO | 4,79 | 8 | 6,99 | 5,39 | 7,93 | 9,13 | 9,47 | 7,8 |
| MnO | | 1,38 | 0,65 | 0,65 | 0,66 | 1,18 | 1,73 | 1,05 |
| MgO | | | | | | 0,78 | | 0,51 |
| CaO | 16,23 | 12,3 | 14,94 | 16,5 | 12,89 | 9,14 | 9,86 | 11,94 |
| Ce ₂ O ₃ | 6,07 | 11,1 | 9,49 | 7,52 | 9,6 | 13,02 | 13,73 | 10,51 |
| La ₂ O ₃ | 3,75 | 5,64 | 5,61 | 4,36 | 4,33 | 5,96 | 5,39 | 4,61 |
| Pr ₂ O ₃ | | | | | 1,4 | | 1,6 | |
| Nd ₂ O ₃ | 1,59 | 2,61 | 2,27 | 1,75 | 3,38 | 3,79 | 3,95 | 3,86 |
| Σ | 93,46 | 96,6 | 99,17 | 99,45 | 94,9 | 94,01 | 96,83 | 95,69 |
| Ce/La – | 1,62 | 1,97 | 1,69 | 1,72 | 2,22 | 2,18 | 2,55 | 2,28 |
| Ce/Nd – | 3,82 | 4,25 | 4,18 | 4,3 | 2,84 | 3,44 | 3,48 | 2,72 |
| № пробы | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | Mid |
| SiO ₂ | 29,63 | 29,18 | 31,83 | 30,21 | 30,08 | 30,48 | 30,02 | 36,05 |
| Al ₂ O ₃ | 9,71 | 9,03 | 11,58 | 9,49 | 8,24 | 10,05 | 9,46 | 18,89 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,46 | 15,22 | 12,14 | 13,2 | 14,25 | 18,48 | 19,27 | 15,41 |
| FeO | 8,06 | 7,4 | 8,67 | 9,57 | 8,64 | | | 1,11 |
| MnO | 1,21 | 1,37 | 1,29 | 0,68 | | 1,21 | 0,62 | 0,32 |
| MgO | 0,5 | 0,75 | | | 1,61 | 1,46 | 1,58 | 0,11 |
| CaO | 10,4 | 10,2 | 12,1 | 10,87 | 9,74 | 9,5 | 9,09 | 20,62 |
| Ce ₂ O ₃ | 13,59 | 11,83 | 12,09 | 11,63 | 14,35 | 12,54 | 13,63 | 2,59 |
| La ₂ O ₃ | 5,82 | 5,48 | 5,83 | 5,81 | 9,16 | 6,74 | 7,85 | 1,15 |
| Pr ₂ O ₃ | 1,6 | | 1,23 | 1,67 | 0 | 1,27 | 1,15 | 0,14 |
| Nd ₂ O ₃ | 3,56 | 3,62 | 3,42 | 3,55 | 2,81 | 3,95 | 2,82 | 0,51 |
| Σ | 97,54 | 94,07 | 100,18 | 96,67 | 98,87 | 95,68 | 95,49 | 97,13 |
| Ce/La | 2,34 | 2,16 | 2,07 | 2 | 1,57 | 1,86 | 1,74 | 2,25 |
| Ce/Nd | 3,82 | 3,27 | 3,54 | 3,28 | 5,11 | 3,17 | 4,83 | 5,08 |

Примечание. Проба 4 содержит 1,29 % ThO₂, проба 9 – 0,7 мас. % F. Значения по зонам роста минерала (центр 5, край 14) см. рис. 7.

апатита свидетельствуют о его генетической связи с гранодиоритами, что косвенно подтверждает скарновую природу апатитового оруденения.

Одним из минералов, содержащих РЗЭ, является эпидот. Наличие повышенных концентраций РЗЭ и постепенные переходы в ал-

ланит свидетельствуют об относительной обогащённости скарнирующих растворов лёгкими лантаноидами (La до 2,17, Ce до 1,14 мас. %). Алланит характеризуется неоднородным составом и зональностью, которая выражается в повышении содержания La от центра к периферии зёрен. Существенная зависимость со-



держаний РЗЭ и СаО в алланите и эпидоте подтверждает вариант изоморфного замещения по принципу $3\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow 2\text{REE}^{3+}$.

Присутствие в рудах эпидота в ассоциации с клинопироксеном и гранатом – признак скарновой природы пироксен-апатит-магнетитового оруденения, скарнирование также развито в пределах участков, тяготеющих к интрузиям гранодиоритов. В то же время кварц-магнетитовые руды не содержат минералов скарновой ассоциации и характеризуются меньшим содержанием апатита, но по распределению РЗЭ в апатитах отличий между этими двумя типами руд не установлено. Есть вероятность, что апатит-магнетитовое оруденение возникло в результате скарновой переработки уже существующей более ранней генерации магнетита и вмещающих пород. Уточнение генезиса собственно магнетитовых руд требует дальнейших исследований.

В целом месторождение Гурвунурское отличается от соседнего и схожего по минеральному составу Северо-Гурвунурского большим количеством редкоземельных элементов в апатите и монаците, присутствием алланита и редкоземельного эпидота, но отсутствием ксенотима. Концентрации РЗЭ в апатитах Северо-Гурвунурского месторождения (до 1 мас. %) ниже, чем на Гурвунурском (до 2,6 мас. %). Это фиксируется на графике распределения РЗЭ, где спектры имеют схожую конфигурацию, но разный уровень содержания РЗЭ. Повышенное содержание апатита, монацита, и, соответственно, РЗЭ в этих минералах может быть связано с пространственной близостью

интрузий гранодиоритов. Удалённость Северо-Гурвунурского месторождения также может обуславливать полное отсутствие скарновых процессов и связанных с ними минеральных видов (в том числе редкоземельного эпидота).

Наличие агрегатов скарновых минералов, схожие спектры распределения РЗЭ в апатитах и гранодиоритах свидетельствуют в пользу скарновой природы пироксен-апатит-магнетитового оруденения Гурвунурского месторождения. Источником редкоземельной минерализации, так же как и скарнирующих растворов, вероятно, явились гранодиориты витимканского интрузивного комплекса.

Выводы. Характерной особенностью апатит-магнетитовых руд Гурвунурского месторождения являются минералы РЗЭ, которые формируют тесный парагенезис. Главные минералы-концентраторы РЗЭ – апатит, монацит, алланит и эпидот.

Полученные данные могут свидетельствовать о том, что источником РЗЭ явились гранодиориты витимканского комплекса, а руды образовались в процессе скарнирования карбонатно-вулканогенно-осадочных пород и первичных магнетитовых руд.

Экспедиционные и петрографические исследования проведены в рамках выполнения государственного задания ГИН СО РАН (проект № АААА-А21-121011390003-9) и ИГХ СО РАН (проект IX.130.3.1, №0284-2021-0001), химико-аналитические исследования, электронная микроскопия и интерпретация результатов выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-17-00106.

Список литературы

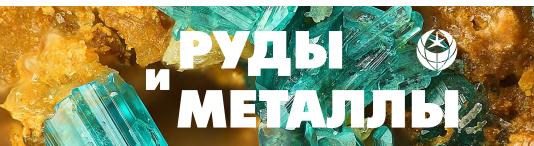
1. Викентьев И. В., Дамдинов Б. Б., Минина О. Р., Спирина А. В., Дамдинова Л. Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип – пример гигантского Озёрного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65, № 3. – С. 201–236.
2. Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н., Иванов И. Б., Щербина В. В. Геология месторождений редких элементов. Вып. 3. Редкоземельные элементы и их месторождения. – М. : Госгеотехиздат, 1959. – 126 с.
3. Гордиенко И. В., Нефедьев М. А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 2. – С. 114–124.



4. *Пертяжко И. С., Савина Е. А.* Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // *Петрология*. – 2010. – Т. 18, № 5. – С. 536–566.
5. *Полтавец Ю. А., Полтавец З. И., Нечкин Г. С.* Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия) // *Геология рудных месторождений*. – 2011. – Т. 53, № 2. – С. 143–157.
6. *Рупп Г. С., Ходырева Е. В., Избродин И. А., Рампилов М. О., Ласточкин Е. И., Посохов В. Ф.* Генетическая природа апатит-магнетитовых руд Северо-Гурвунурского месторождения (Западное Забайкалье) // *Геология рудных месторождений*. – 2017. – № 5. – С. 419–433.
7. *Синяков В. И.* Генетические типы скарновых рудообразующих систем. – Новосибирск : Наука, СО, 1990. – 71 с.
8. *Чернышов Н. М., Бочаров В. Л.* Апатитовые руды в докембрийских карбонатитах Курской магнитной аномалии // *Литосфера*. – 2012. – № 6. – С. 112–118.
9. *Aftabi A., Mohseni S., Babeki A., Azaraien H.* Fluid inclusion and stable isotope of the Esfordi Apatite-Magnetite deposit, Central Iran – a discussion // *Economic geology*. – 2009. – 104 (1). – P. 137–139.
10. *Belousova E. A., Griffina W. L., S. Y. O'Reilly, Fisher N. I.* Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2002. – 76 (1). – P. 45–69.
11. *Jami M., Dunlop A. C., Cohen D. R.* Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran // *Economic geology*. – 2007. – 102 (6). – P. 1111–1128.
12. *Mc Donough W. F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – 120 (3–4). – P. 223–253.

References

1. *Vikent'ev I. V., Damdinov B. B., Minina O. R., Spirina A. V., Damdinova L. B.* Klassifikatsiya protsessov polimetallicheskogo rudoobrazovaniya i perekhodnyi VMS–SEDEX–MV-tip – primer gigant'skogo Ozernogo mestorozhdeniya v Zabaikal'e, Rossiya [Classification of Polymetallic Ore-Forming Processes and Transitional VMS–SEDEX–MV-type: the Example of the Giant Ozernoe Deposit in Transbaikalia, Russia], *Geologia rudnykh mestorozhdenij* [Geology of Ore Deposits], 2023, V. 65, No 3, pp. 201–236. (In Russ).
2. *Ginzburg A. I., Zhuravleva L. N., Ivanov I. B., Shcherbina V. V.* Geologiya mestorozhdenii redkikh elementov. Vyp. 3. Redkozemel'nye elementy i ikh mestorozhdeniya [Geology of deposits of rare elements. Vol. 3. Rare earth elements and their deposits], Moscow, Gosgeotekhizdat Publ., 1959, 126 p.
3. *Gordienko I. V., Nefed'ev M. A.* Kurbinno-Eravninskii rudnyi raion Zapadnogo Zabaikal'ya: geologo-geofizicheskoe stroenie, tipy rudnykh mestorozhdenii, prognoznaya otsenka i perspektivy osvoeniya [Kurbino-Eravninsky ore district of Western Transbaikalia: geological and geophysical structure, types of ore deposits, forecast assessment and development prospects], *Geologia rudnykh mestorozhdenij* [Geology of Ore Deposits], 2015, V. 57, No 2, pp. 114–124. (In Russ).
4. *Peretyazhko I. S., Savina E. A.* Tetradeffekty v spektrakh raspredeleniya redkozemel'nykh elementov granitoidnykh porod kak indikator protsessov ftoridno-silikatnoi zhidkostnoi nesmesimosti v magmaticheskikh sistemakh [Tetrad effects in the distribution spectra of rare earth elements of granitoid rocks as an indicator of the processes of fluoride-silicate liquid immiscibility in magmatic systems], *Petrologiya* [Petrology], 2010, V. 18, No 5, pp. 536–566. (In Russ).
5. *Poltavets Yu. A., Poltavets Z. I., Nechkin G. S.* Volkovskoe mestorozhdenie titanomagnetitovykh i medno-titanomagnetitovykh rud s soputstvuyushchei blagorodnometal'noi mineralizatsiei (Srednii Ural, Rossiya) [Volkovskoe deposit of titanomagnetite and copper-titanium magnetite ores with accompanying noble metal mineralization (Middle Urals, Russia)], *Geologia rudnykh mestorozhdenij* [Geology of Ore Deposits], 2011, V. 53, No 2. pp. 143–157. (In Russ).



6. Ripp G. S., Khodyreva E. V., Izbrodin I. A., Rampilov M. O., Lastochkin E. I., Posokhov V. F. Geneticheskaya priroda apatit-magnetitovykh rud Severo-Gurvunurskogo mestorozhdeniya (Zapadnoe Zabaikal'e) [Genetic nature of apatite-magnetite ores of the North Gurvunur deposit (Western Transbaikalia)], *Geologia rudnyh mestorozhenij* [Geology of Ore Deposits], 2017, No 5, pp. 419–433.
7. Sinyakov V. I. Geneticheskie tipy skarnovykh rudoobrazuyushchikh system [Genetic types of skarn ore-forming systems], Novosibirsk, Nauka Siberian branch Publ., 1990, 71 p.
8. Chernyshov N. M., Bocharov V. L. Apatitovyte rudy v dokembriiskikh karbonatitakh Kurskoi magnitnoi anomalii [Apatite ores in Precambrian carbonate of Kursk Magnetic Anomaly], *Litosfera* [Lithosphere], 2012, No 6, pp. 112–118. (In Russ).
9. Aftabi A., Mohseni S., Babeki A., Azaraien H. Fluid inclusion and stable isotope of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran – a discussion, *Economic Geology*, 2009, No 104 (1), pp. 137–139.
10. Belousova E. A., Griffina W. L., S. Y. O'Reillya, Fisher N. I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type, *Journal of Geochemical Exploration*, 2002, No 76 (1), pp. 45–69.
11. Jami M., Dunlop A. C., Cohen D. R. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran, *Economic Geology*, 2007, No 102 (6), pp. 1111–1128.
12. *Mc Donough W. F., Sun S.-s.* The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 1995, No 120 (3-4), pp. 223–253.

Извекова Александра Дмитриевна (boxjer@mail.ru)

кандидат геол.-минерал. наук, научный сотрудник ¹

Дамдинов Булат Батуевич

доктор геол.-минерал. наук, заместитель директора по научной работе ²

Рампилов Михаил Олегович

кандидат геол.-минерал. наук, заведующий лабораторией металлогении и рудообразования ²

¹ ФГБУН Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

² ФГБУН Геологический институт им. Н. Л. Дobreцова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Диагностические признаки рутила и касситерита из шлиховых проб по данным ИК-микроскопии

Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.

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

Аннотация. На основе изучения зёрен рутила и касситерита с применением ИК-Фурье микроскопии разработана новая методика их определения в шлиховых пробах. Собственные колебания кристаллической решётки этих минералов преимущественно не активны в инфракрасном спектре, что осложняет их идентификацию. Рутил предлагается определять по полосе поглощения $\sim 1062 \text{ см}^{-1}$, а касситерит – по линиям 1059–1065, ~ 1130 , 1217–1220 и 1366–1373 см^{-1} . Показано особое значение для диагностики рутила и касситерита характерных полос поглощения в области 3200–3400 см^{-1} , связанных с колебаниями ОН-дефектов в кристаллической решётке этих минералов. Структурные гидроксильные группы в спектрах проявлены у рутила линией около 3279–3283 см^{-1} , а у касситерита – линиями около 3254–3259 см^{-1} , ~ 3343 и $\sim 3377 \text{ см}^{-1}$.

Ключевые слова: ИК-Фурье микроскоп, инфракрасная спектроскопия, полоса поглощения, спектральная линия, колебания, волновое число, рутил, касситерит, минералы, примеси, гидроксильные группы, структурные дефекты, диагностика.

Для цитирования: Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е. Диагностические признаки рутила и касситерита из шлиховых проб по данным ИК-микроскопии. Руды и металлы. 2024. № 2. С. 69–76. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10010.

Diagnostic features of rutile and cassiterite from heavy mineral concentrate samples, according to the IR microscopy data

Khachatryan G. K., Anashkina N. E.

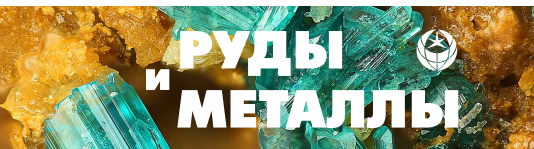
FSBI "Central Research Institute for Geological Prospecting of Base and Precious Metals", Moscow, Russia

Annotation. Based on the study of rutile and cassiterite grains, using Fourier transform infrared microscopy, a new method for their determination in heavy mineral concentrate samples has been developed. The natural vibrations of the crystal lattice of these minerals are predominantly inactive in the infrared spectrum, which complicates their identification. Rutile is proposed to be determined by the absorption band $\sim 1062 \text{ cm}^{-1}$; and cassiterite, by the lines 1059–1065, ~ 1130 , 1217–1220, and 1366–1373 cm^{-1} . The characteristic absorption bands in the region of 3200–3400 cm^{-1} , associated with vibrations of OH defects in the crystal lattice of these minerals, have been shown to be of particular importance for the diagnosis of rutile and cassiterite. Structural hydroxyl groups in the spectra are manifested in rutile by a line at about 3279–3283 cm^{-1} ; and in cassiterite, by lines at about 3254–3259 cm^{-1} , ~ 3343 and $\sim 3377 \text{ cm}^{-1}$.

Keywords: FT-IR microscope, infrared spectroscopy, absorption band, spectral line, vibrations, wave number, rutile, cassiterite, minerals, impurities, hydroxyl groups, structural defects, diagnostics.

For citation: Khachatryan G. K., Anashkina N. E. Diagnostic features of rutile and cassiterite from heavy mineral concentrate samples, according to the IR microscopy data. Ores and metals, 2024, № 2, pp. 69–76. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10010.





В шлиховых пробах рутил и касситерит не всегда удаётся визуально отличить друг от друга, а также от иных минералов, например, сфена и циркона, в связи с чем для их диагностики целесообразно применение современных инструментальных методов. Одним из таких методов, позволяющих за считанные минуты без дополнительной пробоподготовки проанализировать большинство оптически прозрачных минералов, является ИК-микроскопия [2]. Однако в отличие от традиционной инфракрасной спектроскопии, которая уже более полувека с успехом применяется в минералогических исследованиях, каталоги эталонных спектров, записанных под ИК-микроскопом, для индивидуальных зёрен минералов не разработаны. Это не позволяет с помощью специальных программ автоматически идентифицировать такие образцы по их спектрам. Диагностика рутила и касситерита осложняется ещё и тем, что по своему составу они относятся к соединениям с ионным типом химических связей металл-кислород, колебания которых слабо проявлены в инфракрасной области спектра.

Настоящая работа посвящена адаптации метода ИК-микроскопии применительно к изучению индивидуальных зёрен рутила и касситерита, встречающихся в шлиховых пробах. Она включает получение воспроизводимых спектров каждого из этих минералов, их интерпретацию и занесение в электронную базу данных – библиотеку спектров μ -IRS Minerals. Это даст возможность достоверно диагностировать в пробах рутил и касситерит, а также сохранить проанализированные образцы для дальнейших более детальных исследований.

Образцы и методика эксперимента. Исследование индивидуальных зёрен рутила и касситерита проводилось с помощью ИК-Фурье спектрометра Nicolet 380 и ИК-Фурье микроскопа Centaurus компании THERMO Scientific в диапазоне $650\text{--}4000\text{ см}^{-1}$. ИК-спектры порошковых препаратов (иммерсионная среда – KBr) в области $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ были получены на том же спектрометре с использованием приставки Smart Diffuse Reflectance. Запись, обработка и определение количественных пара-

метров ИК-спектров, а также их занесение в электронную библиотеку μ -IRS Minerals осуществлялись с помощью специальной программы OMNIC, которой оснащены все спектрометры Nicolet компании THERMO Scientific.

С помощью ИК-микроскопа были изучены мелкие кристаллы и зёрна рутила и касситерита из эталонной коллекции отдела минералогии и изотопной геохимии ЦНИГРИ. Предварительно идентификация этих минералов производилась под бинокулярным микроскопом и по ИК-спектрам порошковых препаратов на основе электронной библиотеки спектров HR-Minerals, входящей в программное обеспечение спектрометра Nicolet 380. Для контроля полученных данных применялся рентгенографический метод. Запись дифрактограмм на приборе ДРОН-2,0 и их интерпретация проводилась в ЦНИГРИ С. Г. Кряжевным.

Рутил (TiO_2) наиболее распространён в метаморфических породах – гнейсах и эклогитах, включая эклогитовые ксенолиты в кимберлитах. Он является одним из характерных минералов-узников алмаза и может использоваться в качестве индикатора условий глубинного алмазообразования. Акцессорный рутил также часто встречается в гранитах и гранитных пегматитах. Минерал устойчив в поверхностных условиях, благодаря чему нередко накапливается в россыпях и шлиховых ореолах.

Особенности химического состава и структуры. Самыми распространёнными примесями в рутиле являются FeO , Nb_2O_5 и Fe_2O_3 , отмечаются также SnO_2 , V_2O_5 , MgO , Cr_2O_3 , SiO_2 . Распределение примесей в рутиле зависит от его генезиса: Nb характерен для рутила из щелочных пород, V – из основных пород и карбонатитов, Sn – из пегматитов [1].

Кристаллическая структура рутила, относящегося к тетрагональной сингонии, представляет собой каркас из TiO_6 -октаэдров. Вдоль направления [001] октаэдры граничат между собой по рёбрам и образуют колонки. Наличие колонок в структуре обуславливает удлинённый до игольчатого облик кристаллов. Атомы металла в пределах колонок оказыва-



ются сближенными, и в результате их взаимного отталкивания октаэдры искажаются.

Подобная кристаллическая структура характерна для целого ряда минералов, составляющих группу рутила: касситерита (SnO_2), пиролюзита (MnO_2), платтнерита (PbO_2), аргутита (GeO_2), стишовита (SiO_2), парателлурифта (TeO_2) и др.

Характерными структурными дефектами в рутиле являются гидроксильные OH -группы, происхождение которых обычно связывают с изоморфными замещениями по типу: $\text{Ti}^{4+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{Me}^{3+} + \text{OH}^-$, где Me^{3+} – трёхвалентный ион металла (Fe , Cr и др.).

ИК-спектроскопия. Кристаллическая решётка рутила состоит из октаэдрических групп TiO_6 , характеризующихся преимущественно ионным типом связей. Вследствие этого в спектрах рутила и других оксидов металлов проявляются разнообразные колебания (фононы) цепочек атомов $\text{Me}-\text{O}$, а не колебания молекулярных групп, таких как $[\text{SiO}_4]^{4-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{CO}_3]^{2-}$ и др. Оптические колебания, обозначаемые соответственно (LO) и (TO), преимущественно не активны в исследуемой области спектра 400–4000 cm^{-1} . Поэтому стандартный «порошковый» спектр рутила (рис. 1, а) демонстрирует лишь одну главную полосу поглощения с максимумом около 530 cm^{-1} . Она осложнена менее интенсивными пиками около 590 и 744 cm^{-1} , которые выглядят как перегибы спектральной кривой и проявляются спорадически. Очевидно, что для надёжной диагностики рутила по его ИК-спектру отмеченных характеристик недостаточно. По сравнению с этим спектр индивидуального зерна рутила (см. рис. 1, б), записанный с помощью ИК-микроскопа, несколько более сложен и содержит большее число полос поглощения. В нём помимо обертонов собственных колебаний кристаллической решётки рутила (линии ~ 1062 и 2114 cm^{-1}) присутствует узкая линия ~ 3283 cm^{-1} , характерная для валентных (ν) колебаний структурных OH -групп в минералах. Они представляют собой дефекты кристаллической решётки рутила, образованию которых способствуют изоморфные замещения четырёхвалентного ти-

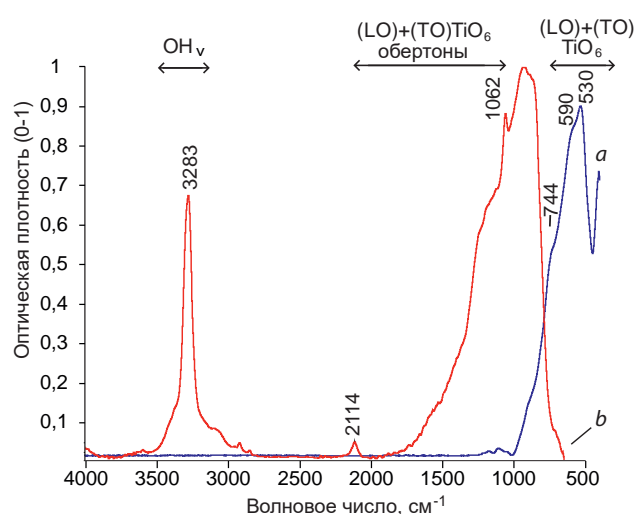


Рис. 1. ИК-спектры рутила: эталонный «порошковый» из электронной библиотеки спектров HR-Minerals (а) и индивидуального зерна (б), полученный под ИК-микроскопом

Fig. 1. IR spectra of rutile: reference “powder” from the HR-Minerals electronic library of spectra (a) and individual grains (b), obtained under an IR microscope

тана трёхвалентными катионами. В результате этого замещения координирующие их ионы кислорода приобретают избыточный отрицательный заряд, который компенсируется за счёт присоединения водорода. Аналогичная линия ~ 3278 cm^{-1} , иногда сопровождающаяся дополнительным пиком ~ 3322 cm^{-1} , присутствует в поляризованных спектрах монокристаллов рутила, определённым образом ориентированных по отношению к источнику излучения [6, 9].

Диагностика под ИК-микроскопом. Как было показано выше (см. рис. 1, б), в спектрах случайно ориентированных зёрен рутила, записанных с помощью ИК-микроскопа, регулярно присутствуют полосы поглощения около 1062 cm^{-1} и 3279–3283 cm^{-1} . Отмечается также пик ~ 2114 cm^{-1} , но из-за его малой интенсивности он фиксируется не во всех спектрах. Учитывая относительно небольшое число характеристических линий в ИК-спектрах рутила, для идентификации минерала необходимо учитывать дополнительные признаки: его внешний вид, окраску и кристалломорфо-

логические особенности. Для этого в базу данных спектрометра рекомендуется заносить не только ИК-спектры рутила, но и его фотографии под ИК-микроскопом (рис. 2).

По предварительным данным, в области колебаний ОН-групп полученные спектры случайно ориентированных зёрен рутила из разных проб отличаются между собой (рис. 3, а).

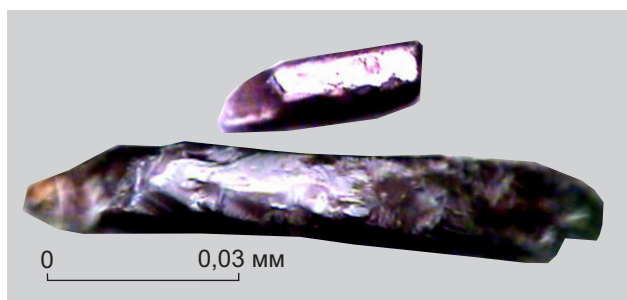


Рис. 2. Фото зёрен рутила под ИК-микроскопом

Fig. 2. Photo of rutile grains under an IR microscope

Такие отличия могут быть обусловлены разными факторами: типом и строением структурных ОН-групп, их концентрацией в минерале, а также ориентировкой индивидуальных зёрен рутила по отношению к источнику излучения. В дальнейшем этот вопрос требует более детального изучения.

Касситерит (SnO₂). Происхождение касситерита связано преимущественно с постмагматической эволюцией кислых магм. Минерал распространён в пегматитах, грейзенах, гидротермальных жилах. Кроме того, касситерит нередко присутствует в гранитах и в скарнах. Наибольший практический интерес представляют гидротермальные жильные месторождения касситерита, прежде всего, кварц-касситеритового и сульфидно-касситеритового типов. Благодаря химической устойчивости в экзогенных условиях минерал накапливается в россыпях.

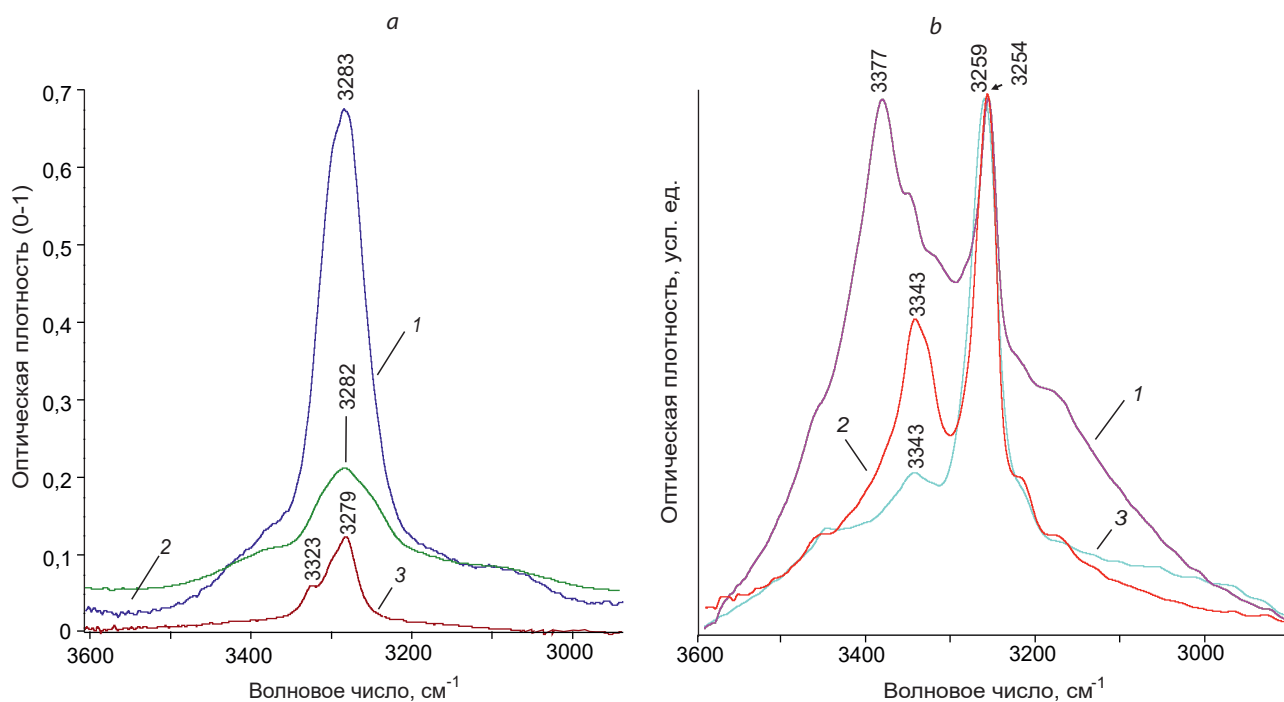


Рис. 3. Спектры случайно ориентированных зёрен рутила (а) и касситерита (b) из разных проб (1–3) в области колебаний ОН-групп, записанные под ИК-микроскопом. Окраска зёрен касситерита: жёлтая (1), бесцветная (2), красная (3)

Fig. 3. Spectra of randomly oriented grains of rutile (a) and cassiterite (b) from different samples (1–3) in the region of vibrations of OH groups, recorded under an IR microscope. Color of cassiterite grains: yellow (1), colorless (2), red (3)



Особенности химического состава и структуры. Наиболее распространёнными примесями в касситерите являются $(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_5$ (до 6 %), WO_3 , ZrO_2 , TiO_2 , SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO . Часть катионов изоморфно замещает олово в кристаллической решётке касситерита, другая находится в составе самостоятельных минеральных фаз.

Как отмечено выше, кристаллическая структура касситерита подобна структуре рутила и других минералов его группы. Несмотря на это, твёрдый раствор рутила и касситерита встречается в достаточно ограниченных пределах составов. Концентрация изоморфной примеси Sn в рутиле составляет до 1,4 ат. %, а изоморфной примеси Ti в касситерите – до 4,2 ат. %. Подобно рутилу, касситерит содержит в своей структуре дефекты, обусловленные гидроксильными группами.

ИК-спектроскопия. «Порошковый» спектр касситерита включает немногочисленные полосы поглощения, связанные с продольными и поперечными колебаниями цепочек атомов, составляющих октаэдрические группы SnO_6 . В отличие от рутила, в нём (рис. 4, а) проявлено большее число спектральных линий. Так, в области $400\text{--}700\text{ см}^{-1}$ отмечаются два чётких интенсивных пика поглощения ~ 532 и 638 см^{-1} и один слабовыраженный максимум $\sim 693\text{ см}^{-1}$. Их обертоны наблюдаются в интервале $1000\text{--}1500\text{ см}^{-1}$ виде небольших полос поглощения ~ 1021 , 1079 см^{-1} и других.

Подобно рутилу, в спектрах индивидуальных зёрен касситерита в области $3200\text{--}3400\text{ см}^{-1}$ присутствуют полосы поглощения структурных OH-групп (см. рис. 4, б). Однако их количество и частотные характеристики в спектрах рутила и касситерита разные (см. рис. 3). В спектре рутила преимущественно наблюдается одна линия структурных гидроксильных групп $\sim 3283\text{ см}^{-1}$, иногда осложнённая небольшой полосой около 3320 см^{-1} . В спектрах же касситерита, как правило, присутствуют две чёткие линии около 3254 и 3343 см^{-1} . Полосы поглощения OH-групп в касситерите поляризованы с максимумом поглощения в направлении, перпендикулярном кристаллографической оси *c*. В работе [4] подобные линии (~ 3260

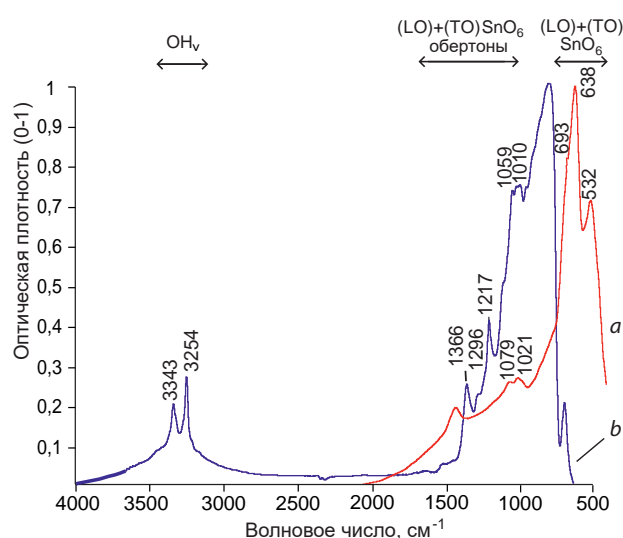


Рис. 4. ИК-спектры касситерита: эталонный «порошковый» из электронной библиотеки спектров HR-Minerals (а) и индивидуального зерна (б), полученный под ИК-микроскопом

Fig. 4. IR spectra of cassiterite: reference “powder” from the HR-Minerals electronic library of spectra (a) and individual grains (b), obtained under an IR microscope

и $\sim 3345\text{ см}^{-1}$) были обнаружены в поляризованных спектрах двух природных касситеритов в направлении вектора напряжённости электрического поля, перпендикулярном оси *c* ($E \perp c$). В направлении поляризации $E \parallel c$ указанные спектральные линии полностью исчезали. Результаты дальнейших исследований [5] позволили уточнить спектральные характеристики гидроксильных групп в касситеритах. В интервале $3200\text{--}3400\text{ см}^{-1}$ были выявлены две разновидности спектров касситерита: с одной главной линией около 3254 см^{-1} и с комбинацией двух пиков 3253 и 3343 см^{-1} . Последний типичен для природных касситеритов, содержащих большое количество примесей металлов (Fe^{2+} , Ti, Zr, Nb, Ta, W). Первая разновидность спектра была зафиксирована для одного природного и двух синтезированных образцов касситерита, характеризующихся крайне низким содержанием примесей металлов. С учётом данных химического анализа образцов был сделан вывод, что относительная интенсивность пика около 3340 см^{-1}

обнаруживает положительную корреляцию с содержанием диоксида титана в касситерите.

Диагностика под ИК-микроскопом. В спектрах случайно ориентированных зёрен касситерита, исследованных под ИК-микроскопом, наиболее чёткими и воспроизводимыми являются пики около 1217 и 1366 см^{-1} в сочетании со слабым максимумом $\sim 1296 \text{ см}^{-1}$ (см. рис. 4, б), которые представляют собой обертоны характеристических линий 532, 638 и 693 см^{-1} (см. рис. 4, а).

В области 1000–1400 см^{-1} спектры зёрен касситерита из разных проб сходны между собой по форме и волновым числам полос поглощения около 1059–1065, 1130, 1217–1220 и 1366–1373 см^{-1} , обусловленных обертонами собственных колебаний кристаллической решётки минерала. Эти линии являются характеристическими и могут использоваться для диагностики касситерита под ИК-микроскопом (рис. 5).

Помимо них в спектрах наблюдаются узкие линии разной интенсивности в области 3200–3400 см^{-1} , обусловленные колебаниями ОН-групп. В работах [4, 5] описаны две из них, 3254–3259 (ν_1) и ~ 3343 (ν_2) см^{-1} , причём последняя, по-видимому, взаимосвязана с примесью титана в касситерите. Кроме этих линий в спектрах отдельных образцов касситерита (см. рис. 5-3 и 5-4) отмечается пик $\sim 3377 \text{ см}^{-1}$ (ν_3), относительная интенсивность которого соизмерима с интенсивностью пика ν_1 , а иногда и превышает её. Линия ν_3 сходна по волновому числу с линией $\sim 3385 \text{ см}^{-1}$ в спектре циркона. Последняя, по мнению авторов работы [3], связана с колебаниями ОН-групп, в координации с двумя атомами Zr и одним атомом Si. Исходя из этого, не исключено, что линия ν_3 обусловлена примесями Zr и Si в касситерите. Однако единого мнения по поводу строения и генетической информативности структурных ОН-групп в касситерите в настоящее время не существует.

Предполагается, что спектры касситерита в области колебаний гидроксильных групп зависят главным образом от специфических условий кристаллизации этого минерала, ото-

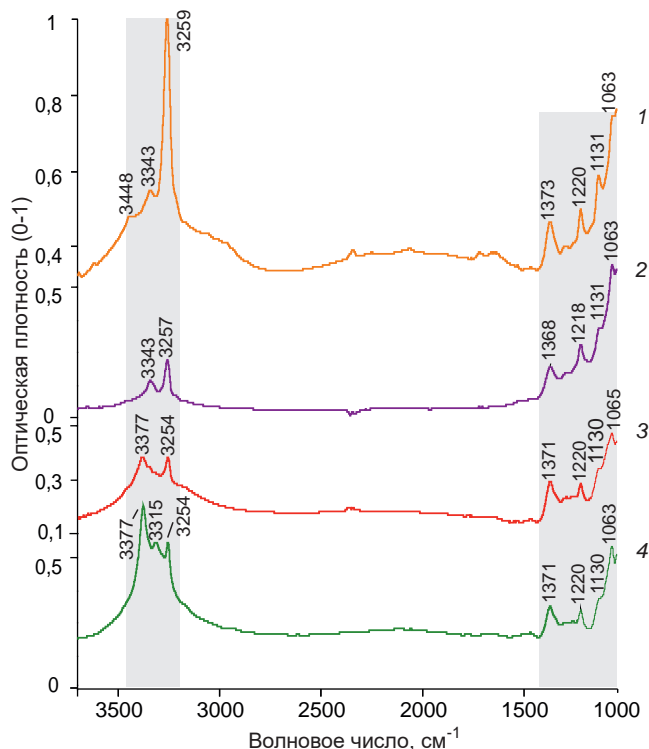


Рис. 5. Спектры касситерита из разных проб (1–4), записанные под ИК-микроскопом:
серое – области характеристических линий касситерита

Fig. 5. Spectra of cassiterite from different samples (1–4), recorded under an IR microscope:
gray – areas of cassiterite characteristic lines

бранного из разных месторождений, и в меньшей степени – от его окраски. Это подтверждается данными об относительно равномерном распределении ОН-дефектов по зонам роста полихромных кристаллов касситерита [5].

Как было показано выше, структурные ОН-дефекты в рутиле и касситерите относительно мало изучены. Вместе с тем колебания гидроксильных групп в спектрах кристаллов и индивидуальных зёрен рутила и касситерита являются характеристичными для каждого из этих минералов (см. рис. 3) и могут использоваться для их идентификации под ИК-микроскопом. Это особенно важно при анализе веществ с ионным типом химических связей, ИК-спектры которых недостаточно информа-



тивны из-за малого числа диагностически значимых полос поглощения.

Диагностическая значимость гидроксильных групп в ИК-спектрах минералов. Структурно связанные ОН-группы являются распространённым типом дефектов в кристаллической решётке многих номинально безводных минералов. Среди них помимо рассмотренных выше рутила и касситерита можно отметить кварц, сфен, циркон, кианит, андалузит, оливины, гранаты, орто- и клинопироксены и др. Строение и состав ОН-групп в кристаллической решётке разных минералов относительно мало изучены. Исключение в этом плане представляет кварц, главными структурными дефектами в котором являются Al-OH, Li-OH и B-OH-группы [7]. Для большинства минералов модели ОН-дефектов обсуждаются. Например, в структуре циркона обнаружены два вида ОН-дефектов. Один из них предположительно обусловлен взаимодействием гидроксильной группы с двумя атомами циркония и одним – кремния (ОН-ZrZrSi), а второй – с двумя атомами циркония (ОН-ZrZr) [3].

Несмотря на неоднозначность представлений о природе ОН-дефектов в структуре минералов – рутила, касситерита, сфена, циркона, оливинов, гранатов, кианита и андалузита (рис. 6), для каждого из них спектральные характеристики гидроксильных групп индивидуальны. При этом данные ИК-микроскопии, представленные на рис. 6, хорошо согласуются с результатами изучения поляризованных спектров монокристаллов соответствующих минералов [3, 4, 7–10].

В области 3200–3700 см⁻¹ спектры рассматриваемых минералов отличаются по количеству и положению (волновое число) характеристических линий. Например, для рутила и сфена отмечается по одной линии в разных участках спектра – около 3283 и 3482 см⁻¹ соответственно. Циркон, оливины, гранаты и кианит в указанной области обнаруживают по два специфических максимума поглощения, а касситерит и андалузит – соответственно по четыре и пять. Примечательно, что колебания ОН-групп в кристаллической решётке кианита и андалузита, обладающих одинаковой хи-

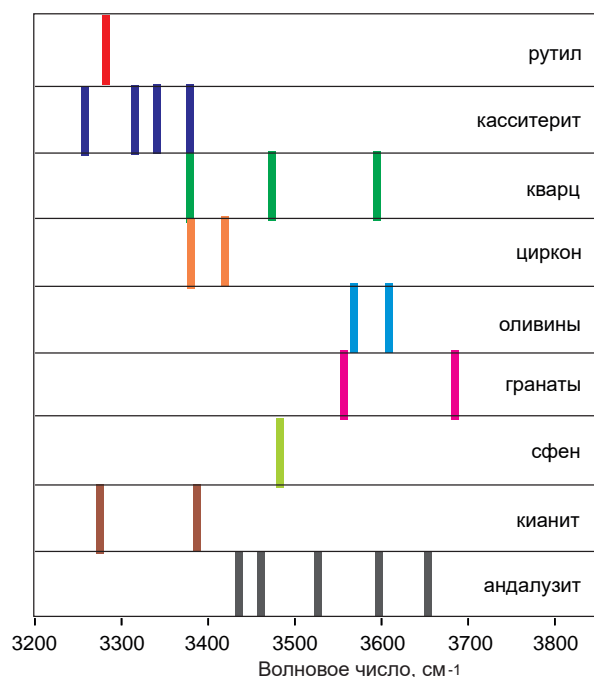


Рис. 6. Характерные линии поглощения ОН-групп в спектрах индивидуальных зёрен номинально безводных минералов, изученных с помощью ИК-микроскопа

Fig. 6. Characteristic absorption lines of OH groups in the spectra of individual grains of nominally anhydrous minerals studied using an IR microscope

мической формулой (Al₂SiO₅), но разной структурой и координацией атомов Al, проявляются в разных спектральных диапазонах: соответственно 3200–3400 и 3400–3700 см⁻¹.

Можно заметить, что в области колебаний структурных гидроксильных групп имеются отдельные линии, присущие не одному, а одновременно нескольким минералам. Например, полоса поглощения около 3380 см⁻¹ обнаруживается в спектрах касситерита, кварца, циркона и кианита (см. рис. 6). Однако это лишь одна из полос, входящих в систему характеристических линий ОН-групп каждого из этих минералов, поэтому проблем с их идентификацией не возникает.

Выводы. Таким образом, при диагностике рутила и касситерита под ИК-микроскопом полосы поглощения структурных ОН-дефектов в области 3200–3400 см⁻¹ столь же информа-

тивны, как и линии собственных колебаний кристаллической решётки этих минералов.

Рутил предлагается идентифицировать по сочетанию пиков поглощения ~ 1062 и $3279\text{--}3283\text{ см}^{-1}$. В связи с малым числом характеристических линий, проявляющихся в ИК-спек-

тре этого минерала, дополнительно следует учитывать внешний вид исследуемых образцов.

Касситерит можно определять по системе узких пиков $\sim 1059\text{--}1065$, ~ 1130 , $1217\text{--}1220$ и $1366\text{--}1373\text{ см}^{-1}$, а также по специфическим линиям около $3254\text{--}3259\text{ см}^{-1}$, ~ 3343 и $\sim 3377\text{ см}^{-1}$.

Список литературы

1. Годовиков А. А. Минералогия. – М. : Недра, 1975. – 519 с.
2. Хачатрян Г. К., Кряжев С. Г. Методика анализа породообразующих и аксессуарных минералов рудных месторождений с использованием ИК-Фурье микроскопа // Руды и металлы. – 2010. – № 5. – С. 64–73.
3. Beran A., Libowitzky E. Water in Natural Mantle Minerals II: Olivine, Garnet and Accessory Minerals // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. – 2006. – V. 62. – P. 169–191.
4. Breath F., Wynke B., Léonard J. M., Dusausoy Y. Infrared reflectivity spectra of single crystal cassiterites // Physics and chemistry of minerals. – 1990. – V. 17. – P. 191–196.
5. Losos Z., Beran A. OH defects in cassiterite // Mineralogy and Petrology. – 2004. – V. 81. – P. 219–234.
6. Soffer B. H. Studies of the optical and infrared absorption spectra of rutile single crystals // The journal of chemical physics. – 1961. – V. 35, № 3. – P. 940–945.
7. Stalder R. OH point defects in quartz – a review // European Journal of Mineralogy. – 2021. – V. 33. – P. 145–163.
8. Taran M. N., Koch-Müller M. FTIR spectroscopic study of natural andalusite showing electronic Fe-Ti charge-transfer processes: zoning and thermal evolution of OH vibration bands // Physics and Chemistry of Minerals. – 2013. – V. 40. – № 1. – P. 63–71.
9. Wang S., Zhang J. H., Smyth J. R., Zhang J., Liu D., Zhu X., Wang X., Yu Ye. Crystal Structure, Thermal Expansivity and High-Temperature Vibrational Spectra on Natural Hydrated Rutile // Journal of Earth Science. – 2020. – V. 31, № 6. – P. 1190–1199.
10. Zhang M., Salje E. K. H., Malcherek T. Dehydration of metamict titanite: an infrared spectroscopic study // The Canadian Mineralogist. – 2000. – V. 38, P. 119–130.

References

1. Godovikov A. A. Mineralogiya [Mineralogy], Moscow, Nedra Publ., 1975, 519 p.
2. Khachatryan G. K., Kryazhev S. G. Metodika analiza porodoobrazuyushchikh i aktsessornykh mineralov rudnykh mestorozhdenii s ispol'zovaniem IK-Fur'e mikroskopa [Methods for analyzing rock-forming and accessory minerals of ore deposits using an IR-Fourier microscope], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2010, No 5, pp. 64–73. (In Russ.).
3. Beran A., Libowitzky E. Water in Natural Mantle Minerals II: Olivine, Garnet and Accessory Minerals, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2006, V. 62, pp. 169–191.
4. Breath F., Wynke B., Léonard J. M., Dusausoy Y. Infrared reflectivity spectra of single crystal cassiterites, *Physics and chemistry of minerals*, 1990, V. 17, pp. 191–196.
5. Losos Z., Beran A. OH defects in cassiterite, *Mineralogy and Petrology*, 2004, V. 81, pp. 219–234.
6. Soffer B. H. Studies of the optical and infrared absorption spectra of rutile single crystals, *The journal of chemical physics*, 1961, V. 35, No 3, pp. 940–945.
7. Stalder R. OH point defects in quartz – a review, *European Journal of Mineralogy*, 2021, V. 33, pp. 145–163.
8. Taran M. N., Koch-Müller M. FTIR spectroscopic study of natural andalusite showing electronic Fe-Ti charge-transfer processes: zoning and thermal evolution of OH vibration bands, *Physics and Chemistry of Minerals*, 2013, V. 40, No 1, pp. 63–71.
9. Wang S., Zhang J. H., Smyth J. R., Zhang J., Liu D., Zhu X., Wang X., Yu Ye. Crystal Structure, Thermal Expansivity and High-Temperature Vibrational Spectra on Natural Hydrated Rutile, *Journal of Earth Science*, 2020, V. 31, No 6, pp. 1190–1199.
10. Zhang M., Salje E. K. H., Malcherek T. Dehydration of metamict titanite: an infrared spectroscopic study, *The Canadian Mineralogist*, 2000, V. 38, pp. 119–130.

Хачатрян Галина Карленовна (khachatryan_g_k@mail.ru)

доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

Анашкина Наталия Евгеньевна

кандидат технических наук, научный сотрудник

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