

и РУДЫ МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

4

2018

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

№ 4 октябрь – декабрь 2018

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 2018

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Иванов Анатолий Иннокентьевич

главный редактор
доктор геолого-минералогических наук,
научный руководитель ЦНИГРИ

Черных Александр Иванович

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

Жаркова Вера Сергеевна

зам. главного редактора
заведующая редакционно-издательской группой ЦНИГРИ

Вартанян Сергей Серопович

кандидат геолого-минералогических наук,
член Учёного совета ЦНИГРИ

Волчков Алексей Гордеевич

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

Голубев Юрий Конкордьевич

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом алмазов ЦНИГРИ

Горячев Николай Анатольевич

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

Звездов Вадим Станиславович

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом металлогении ЦНИГРИ

Кременецкий Александр Александрович

доктор геолого-минералогических наук,
научный руководитель Института минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ)

Кряжев Сергей Гаврилович

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

Кузнецов Владимир Вениаминович

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом цветных металлов ЦНИГРИ

Наумов Евгений Анатольевич

кандидат геолого-минералогических наук,
заведующий отделом благородных металлов ЦНИГРИ

Похиленко Николай Петрович

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

Проскурнин Василий Фёдорович

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

Седельникова Галина Васильевна

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

Толстов Александр Васильевич

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

Фридовский Валерий Юрьевич

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



СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Грошев Н.Ю., Припачкин П.В.

К вопросу о геологической позиции и платиноносности массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион

04

APPLIED METALLOGENY

Groshev N.Yu., Pripachkin P.V.

Geological setting and platinum potential of Gabbro-10 massif, Monchegorsk complex, Kola region

Проценко Е.В., Толстов А.В., Горев Н.И.

Критерии поисков кимберлитов и новые перспективы коренной алмазности Якутии

14

Protsenko E.V., Tolstov A.V., Gorev N.I.

Kimberlite prospecting criteria and new prospects for Yakutia primary diamond potential

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Мансуров Р.Х.

Новый тип крупнообъёмной золотой минерализации на Енисейском кряже

24

PROGNOSIS, PROSPECTING AND EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

Mansurov R.Kh.

New type of large-tonnage gold mineralization within the Yenisei Ridge

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.В.

Морфологические типы медно-порфировых рудоносных штокверков и обстановки их формирования

37

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Zvezdov V.S., Migachev I.F., Minina O.V.

Morphological types of porphyry copper ore-bearing stockworks and their formation environments

**Кулешевич Л.В., Алексеев И.А.,
Лавров О.Б., Дмитриева А.В.**

Золото-редкометалльное рудопроявление
Раялампи в Хаутаваарской структуре:
закономерности локализации
и минералого-геохимические
индикаторы, Республика Карелия

54

**Kuleshevich L.V., Alexeyev I.A.,
Lavrov O.B., Dmitrieva A.V.**

Rajalampi gold-rare metal occurrence
in the Hautavaara structure, Karelia:
localization pattern, mineralogical
and geochemical indicators

Юричев А.Н.

Акцессорные сульфиды Кемпирсайского
ультрамафитового массива, Южный Урал

67

Yurichev A.N.

Accessory sulfides of the Kempirsai ultramafic
massif, Southern Ural

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД**

**Бардухинов Л.Д.,
Специсус З.В., Липашова А.Н.**

Структурные дефекты и минеральные
включения в алмазах из кимберлитовых
трубок Накынского и Алакит-Мархинского
полей по данным КР- и ИК-спектроскопии

76

**COMPOSITION AND PROPERTIES
OF ROCKS AND ORES**

**Bardukhinov L.D.,
Spetsius Z.V., Lipashova A.N.**

Structural defects and mineral
inclusions in diamonds from Nakyn
and Alakit-Markhin field kimberlite pipes
based on Raman and Ir spectroscopy data

ДИСКУССИИ

Каржавин В.К.

Вода и образование алмазов

87

DISCUSSIONS

Karzhavin V.K.

Water and diamond formation

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

Анатолий Иванович Кривцов –
геолог государственного масштаба
(к 85-летию со дня рождения)

92

PAGES OF HISTORY

A.I.Krivtsov – a state-level geologist
(85th anniversary)

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

А.С.Тарасова
Н.А.Прусакову
А.П.Лихачёва
Е.С.Заскинда

98

OUR CONGRATULATIONS

A.S.Tarasov
N.A.Prusakova
A.P.Likhachev
E.S.Zaskind



К ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И ПЛАТИНОНОСНОСТИ МАССИВА ГАББРО-10, МОНЧЕГОРСКИЙ КОМПЛЕКС, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Геологические и геохимические исследования показывают, что массив Габбро-10 представляет собой позднюю интрузивную фазу расслоенного массива Нюд-Поаз и является частью палеопротерозойской рудно-магматической системы Мончегорского комплекса. Платинометалльно-медно-никелевая минерализация массива, содержащая, по нашим данным, до 2,3 г/т Pd, относится к контактовому типу. Оруденение образовалось в результате взаимодействия сульфидного и силикатного расплавов в промежуточной камере на глубине при значениях R-фактора в диапазоне от 2000 до 20 000 и является потенциально экономически значимым. Промышленные перспективы связаны с рудными телами разведанного в 30-е годы XX в. медно-никелевого рудопоявления и практически не изученной на элементы платиновой группы толщей метагаббро в блоке Верхний Нюд. Ближайший аналог массива Габбро-10 – Фёдоровотундровское месторождение, руды которого образовались в результате позднего внедрения насыщенного сульфидной жидкостью расплава в базальную часть расслоенного интрузива. Установление геологической позиции массива вносит важный вклад в понимание петрологии расслоенных интрузий и процессов формирования платинометалльных месторождений контактового типа.

Ключевые слова: Мончегорский комплекс, расслоенные интрузии, контактовый тип, сульфидное оруденение, никель, элементы платиновой группы.

Массив Габбро-10 располагается вблизи южного контакта массива Нюд-Поаз палеопротерозойского (2,5 млрд лет) Мончегорского комплекса [15] и представляет собой уплощённую субгоризонтальную линзу метагаббро в архейских диоритах (рис. 1). Метагаббро перекрыты метадиоритами, которые отделяют массив Габбро-10 от меланоритов массива Нюд-Поаз. Метаморфические преобразования и относительно эволюционированный состав метагаббро вместе с их неоднозначным геологическим положением (см. геологические карты [8, 15]) лежат в основе дискуссии, до сих пор не давшей однозначного ответа на вопрос: являются ли эти породы позднеархейскими или представляют поздние дифференциаты Мончеплутона [1, 2, 9]. Решение этого вопроса важно как с петрологической точки зрения, так и для понимания процессов рудогенеза, поскольку с метагаббро связана сульфидная платинометалльно-медно-никелевая минерализация. Нами приводятся новые геологические данные, а также результаты повторного опробования пород на элементы платиновой группы (ЭПГ), Au, Cu и Ni, которые позволяют уточнить роль массива Габбро-10 в становлении рудно-магматической системы Мончеплутона.

**Грошев
Николай Юрьевич**

кандидат геолого-минералогических наук
научный сотрудник
groshev@geoksc.apatity.ru

**Припачкин
Павел Валентинович**

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
paul@geoksc.apatity.ru

ФГБУН Геологический институт
Кольского научного центра РАН,
г. Апатиты

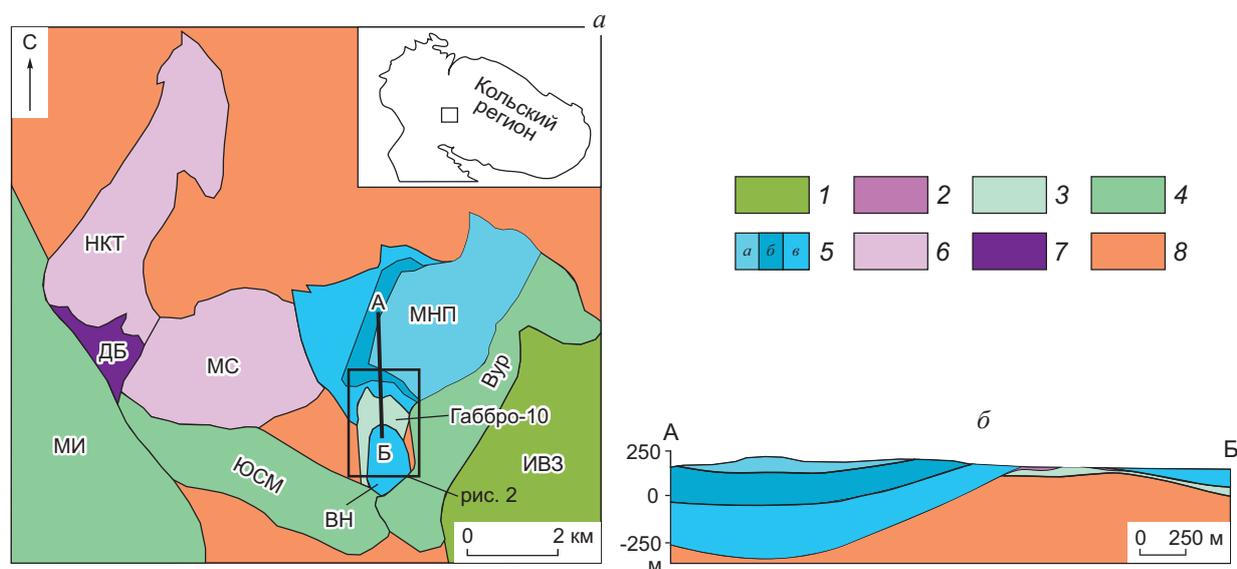


Рис. 1. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА (а) И УПРОЩЁННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ А–Б МАССИВОВ НЮД-ПОАЗ, ГАББРО-10 И БЛОКА ВЕРХНИЙ НЮД (б):

1 – метабаза́льт; 2 – метадиорит; 3 – метагаббро (на схеме этой заливкой показаны и метагаббро, и метадиориты); 4 – габбронорит; 5 – норит (а), оливинный (б) и меланократовый (в) нориты; 6 – перидотит, пироксенит; 7 – дунит; 8 – породы архейского фундамента; массивы Вурэчуайвенч (Вур), Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ), Сопча (МС), Нюд-Поаз (МНП), Южносопчинский (ЮСМ); блоки Дунитовый (ДБ), Верхний Нюд (ВН); Мончетундровская интрузия (МИ); Имандра-Варзугская зона (ИВЗ)

Авторами изучен и опробован керн скважин, пробуренных в рамках проекта поисковых работ на ЭПГ в северо-западной части массива (В.С.Войтехович и др., 2002 г.). Керновые пробы, а также несколько штучных образцов из обнажений общим числом 74 штуки измельчены, истёрты и проанализированы на Cu, Ni, Au, Pt, Pd и S (табл. 1) в лаборатории Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты). Определение Cu и Ni проводилось атомно-абсорбционным методом на спектрометре AAnalyst 400 после разложения проб фтористоводородной кислотой с добавлением серной (пределы обнаружения 0,01 масс. %). Содержание благородных металлов определялось после разложения проб в смеси кислот экстракционно-атомно-абсорбционным методом; в качестве экстрагента использовалась смесь сульфидов нефти и алкиланилина. Концентрация Au определялась на спектрометре IL-157 (предел обнаружения 0,004 г/т), Pt и Pd – на спектрометре Perkin-Elmer 4110 ZL (пределы обнаружения 0,02 и 0,004 г/т соответственно). Определение S (от 0,01 масс. %) выполнялось гравиметрическим методом после разложения проб в смеси брома, азотной и концентрированной соляной

кислот. Кроме этого, в четырёх пробах после их сплавления с никелевым штейном в лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва) были определены шесть ЭПГ и золото масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (табл. 2).

Геологическое строение и платинометалльно-медно-никелевая минерализация массива Габбро-10. Разрез массива включает краевую и габбровую зоны (рис. 2). Краевая зона мощностью до 10 м сложена мелко-среднезернистым сланцеватым метагаббро, которое по химическому составу соответствует мезократовым габброноритам [3].

Габбровая зона состоит из крупно-среднезернистого метагаббро, часто имеющего такситовую текстуру, обусловленную чередованием участков породы различной зернистости. Мощность зоны, по нашим данным, равна 30–40 м (рис. 3; см. рис. 2). Согласно данным С.М.Рутштейна с коллегами (1964 г.), мощность габбровой зоны увеличивается в восточном направлении, достигая 80 м. По химическому составу метагаббро соответствуют кварцевым мезо-лейкократовым габброноритам. В метагаббро встречаются ксенолиты относительно высокомагнезиальных метапород, размер которых в ряде слу-

1. КОНЦЕНТРАЦИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ (г/т), МЕДИ, НИКЕЛЯ И СЕРЫ (масс. %) В ПОРОДАХ ОБОБЩЁННОГО РАЗРЕЗА ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТА МАССИВА НЮД-ПОАЗ

Пробы	h, м	Породы	Au	Pt	Pd	Cu	Ni	S
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1817_49.1	-20,0	Меланорит	0,008	нпо	0,044	0,01	0,05	0,08
1817032	-9,0	Меланорит мелкозернистый	0,050	0,10	0,780	0,10	0,27	0,35
1817_66.1	-8,0	Меланорит мелкозернистый	0,065	0,14	1,030	0,19	0,25	0,70
1817_66.3	-7,8	Меланорит мелкозернистый	0,048	0,10	0,072	0,18	0,24	0,44
1817_69.8	-5,0	Меланорит мелкозернистый	0,023	0,06	0,390	0,08	0,15	0,26
1817_79	-3,0	Меланорит мелкозернистый	0,043	0,14	1,090	0,23	0,23	0,77
1817033	-1,0	Меланорит мелкозернистый	0,040	0,10	0,790	0,11	0,27	0,64
181001а	32,0	Метадиорит	0,010	0,03	0,020	0,02	0,01	0,45
1810_18.3	33,0	Метадиорит	0,004	нпо	0,006	0,01	нпо	0,22
181001	34,0	Метадиорит	0,010	0,02	0,010	0,02	0,01	1,33
1810_21.4	36,0	Магнетитовая порода	0,012	нпо	0,005	0,01	0,02	0,78
181002а	36,0	Магнетитовая порода	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,10
181003а	38,0	Метагаббро	0,020	0,05	0,260	0,02	0,04	0,29
1810_28.3	40,0	Хлорит-амфиболовый ксенолит	0,016	нпо	0,020	нпо	0,05	0,05
1810_30.4	42,0	Хлорит-амфиболовый ксенолит	0,016	0,02	0,026	нпо	0,04	0,02
181002	45,0	Метагаббро	0,010	0,02	0,020	0,02	0,03	0,42
1810_40.5	48,0	Метагаббро	0,008	нпо	0,004	0,01	нпо	0,14
181003	50,0	Метагаббро	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,13
1810_46.9	53,0	Метагаббро	0,007	нпо	нпо	0,01	0,01	0,09
181004	53,0	Метагаббро	0,010	0,02	0,020	0,04	0,01	0,04
1809_25.1	55,0	Метагаббро	0,004	нпо	0,005	0,01	0,01	0,06
181005	56,0	Метагаббро	0,010	0,02	0,020	0,01	0,04	0,03
181006	57,0	Метагаббро	0,010	0,02	0,030	0,01	0,01	0,07
G180	59,0	Ксенолит мелкозернистого метагаббро	0,031	0,03	0,130	0,13	0,12	0,24
181007	60,0	Метагаббро	0,010	0,06	0,010	0,01	0,01	0,06
G181-1	63,0	Метагаббро	0,120	0,24	1,780	0,77	0,06	1,18
1810_54.1	64,0	Метагаббро	0,004	нпо	нпо	0,01	0,01	0,10
G181-2	64,0	Метагаббро	0,150	0,17	1,080	0,31	0,05	0,77
1810_54.2	64,1	Метагаббро	0,005	нпо	0,010	0,01	0,01	0,16
180801а	68,0	Сланцеватое метагаббро	0,080	0,06	0,300	0,25	0,10	0,47
1808_5.4	68,5	Сланцеватое метагаббро	0,069	0,07	0,580	0,35	0,18	1,29
180802а	69,0	Сланцеватое метагаббро	0,010	0,03	0,080	0,13	0,06	0,21
1808_10.7	69,5	Сланцеватое метагаббро	0,012	нпо	0,010	0,08	0,04	0,19
180803а	70,0	Сланцеватое метагаббро	0,010	0,04	0,150	0,10	0,05	0,26
180804а	71,0	Сланцеватое метагаббро	0,010	0,02	0,040	0,04	0,03	0,09
180805а	72,0	Сланцеватое метагаббро	0,010	0,02	0,080	0,09	0,04	0,20
1809_31.7	72,5	Сланцеватое метагаббро	0,007	нпо	0,005	0,01	0,03	0,13
1810_58.4	72,5	Сланцеватое метагаббро	0,004	нпо	0,004	0,01	0,01	-
180806а	73,0	Сланцеватое метагаббро	0,020	0,02	0,060	0,10	0,04	0,10
1810_57.6	73,5	Сланцеватое метагаббро	0,005	нпо	0,004	0,03	0,03	0,16
180807а	74,0	Сланцеватое метагаббро	0,010	0,03	0,140	0,10	0,05	0,07
G184	74,5	Сланцеватое метагаббро	0,011	0,02	0,120	0,04	0,05	0,08
180820	75,2	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,040	0,06	0,03	0,04
180821	77,2	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,06
1817_84.4	78,0	Диорит фундамента	0,004	нпо	0,010	нпо	0,01	0,05
180822	78,8	Диорит фундамента	0,020	0,02	0,020	0,01	0,01	0,03

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
180823	79,9	Диорит фундамента	0,030	0,02	0,010	0,02	0,01	0,11
180824	81,4	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,020	0,03	0,02	0,13
180825	82,7	Диорит фундамента	0,020	0,03	0,250	0,18	0,03	0,35
180826	84,0	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,08
180827	86,0	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,05
180828	88,0	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,03
180829	90,0	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,03
180830	92,0	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,030	0,03	0,01	0,03
180831	94,0	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,02	0,01	0,02
180928	96,0	Диорит фундамента	0,040	0,02	0,040	0,01	0,01	0,04
180929	98,0	Диорит фундамента	0,020	0,02	0,010	0,01	0,01	0,05
180930	100,0	Диорит фундамента	0,010	0,04	0,100	0,01	0,01	0,03
180931	102,1	Диорит фундамента	0,040	0,02	0,050	0,01	0,01	0,12
180932	104,2	Диорит фундамента	0,010	0,03	0,039	0,01	0,01	0,05
180933	105,7	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,020	0,01	0,01	0,04
180934	106,4	Диорит фундамента	0,070	0,46	2,280	0,80	0,44	2,32
180935	107,6	Диорит фундамента	0,030	0,02	0,060	0,02	0,02	0,02
180936	109,6	Диорит фундамента	0,030	0,06	0,450	0,01	0,01	0,01
1809_70.2	110,0	Диорит фундамента	0,005	нпо	0,004	0,01	0,01	0,05
1809_70.9	110,7	Диорит фундамента	0,014	нпо	0,007	нпо	0,01	-
180937	111,2	Диорит фундамента	0,010	0,03	0,210	0,06	0,03	0,05
180938	112,1	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,030	0,01	0,02	0,01
180939	113,5	Диорит фундамента	0,020	0,02	0,030	0,01	0,01	0,01
180940	115,1	Диорит фундамента	0,020	0,02	0,050	0,01	0,01	0,02
180941	116,6	Диорит фундамента	0,020	0,02	0,020	0,01	0,01	0,01
180942	118,6	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,01
180943	120,7	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,010	0,01	0,01	0,02
180944	123,3	Диорит фундамента	0,010	0,02	0,040	0,02	0,01	0,02

Примечание. нпо – ниже порога обнаружения, *h* – глубина ниже базального контакта массива Нюд-Поаз, прочерк – элемент не определялся.

2. КОНЦЕНТРАЦИЯ ЭПГ И Au (мг/т) В ПОРОДАХ МАССИВА ГАББРО-10 В СРАВНЕНИИ С ТАКСИТОВЫМИ ГАББРОНОРИТАМИ ИЗ РУДНОЙ ЗОНЫ ФЁДОРОВТУНДРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ФТМ)

Пробы	G181-1	G181-2	1808_5.4	G180	Среднее (n=4)	
Породы	Метагаббро	Метагаббро	Сланцеватое метагаббро	Ксенолит мелкозернистого метагаббро	Габбронорит ФТМ	
Элементы	Os	3,3	2,5	нпо	нпо	6,5
	Ir	13,6	6,6	4,2	нпо	14,2
	Ru	7,8	5,1	3,5	2,3	6,2
	Rh	66,0	36,2	21,4	2,0	71,2
	Pt	457,4	285,4	164,1	15,9	1032,1
	Pd	2064,1	767,4	566,9	28,3	4476,9
	Au	153,4	86,7	40,6	3,2	310,3

Примечание. Предел обнаружения, согласно методике HСAM 540-МС/ААС, для Pt и Pd составляет 5 мг/т, для Os (не сертифицирован), Ir, Ru, Rh и Au – 2 мг/т.

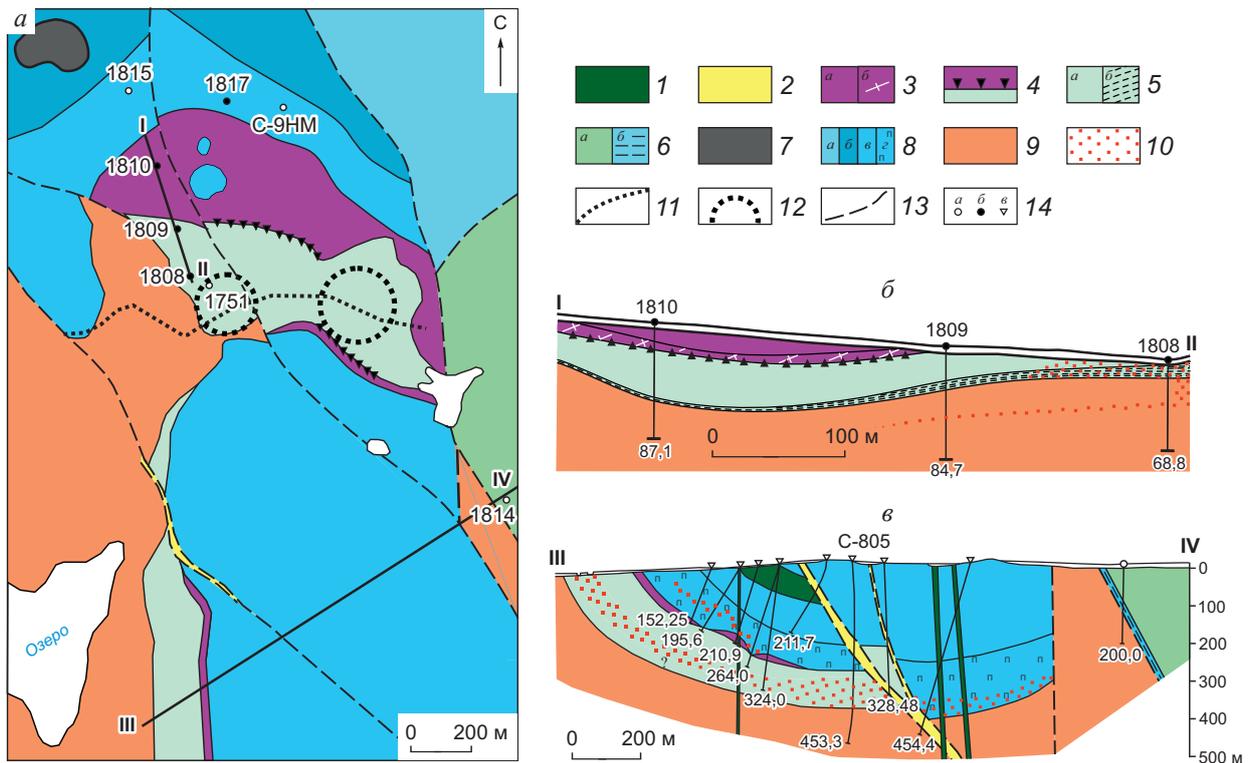


Рис. 2. СХМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА (а) И УПРОЩЁННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ МАССИВА ГАББРО-10 (б) И БЛОКА ВЕРХНИЙ НЮД (в), СОСТАВЛЕННЫЕ ПО ФОНДОВЫМ МАТЕРИАЛАМ (С.М.Рутштейн и др., 1964 г.; В.С.Войтехович и др., 2002 г.) И ДАННЫМ АВТОРОВ:

1 – метагаббродолерит; 2 – тектоническая зона; 3 – метадиорит (а), чередование метадиоритов, диоритов фундамента и магнетитовых пород (б); 4 – магнетитовая порода; 5 – массив Габбро-10 (а – метагаббро, б – сланцеватое метагаббро); 6 – массив Вурэчуайвенч (а – метагаббронорит, б – сланцеватый метанорит); массив Нюд-Поаз и блок Верхний Нюд: 7 – критический горизонт, 8 – норит (а), оливинный норит (б), меланократовый норит (в), порфировидный меланорит (z); 9 – диорит фундамента; 10 – сульфидная вкрапленность; 11 – 10-я аномалия электропроводности Мончегорского рудного района; 12 – примерные контуры рудных медно-никелевых штоков; 13 – разрывные нарушения; 14 – скважины (а – опробованные на ЭПГ, б – изученные авторами, в – изученные только на цветные металлы)

чаев превышает 10×15 м. По структурно-текстурным особенностям и химическому составу большая часть пород ксенолитов отвечает меланоритам массива Нюд-Поаз [3].

Метагаббро перекрываются толщей так называемых метадиоритов, с которыми ассоциирует магнетитовая минерализация, включая пласт массивных магнетитовых пород (см. рис. 3). По данным ступенчатого опробования в этих породах нет значимых концентраций ЭПГ, впрочем, большая часть их разреза не изучена. Происхождение толщи метадиоритов и магнетитового пласта является предметом отдельной дискуссии [1, 2], выходящей за рамки данной работы.

По результатам бурения на никель (С.М.Рутштейн и др., 1964 г.), в юго-западной и восточной частях массива выделяются два рудных медно-никелевых штока, расположенных на геофизической аномалии (см. рис. 2, а). Концентрация никеля в рудных штоках варьирует от 0,2 до 0,9 масс. %, достигая на отдельных участках 1,3 масс. %. Отношение Cu/Ni в рудах составляет 1,5–2,5. По данным В.С.Войтеховича (2002 г.), концентрация благородных металлов в единичных пробах из скв. 1751, пересекшей один из рудных штоков, составляет десятки грамм на тонну.

Платинометалльно-медно-никелевая минерализация массива Габбро-10 связана с неравномер-

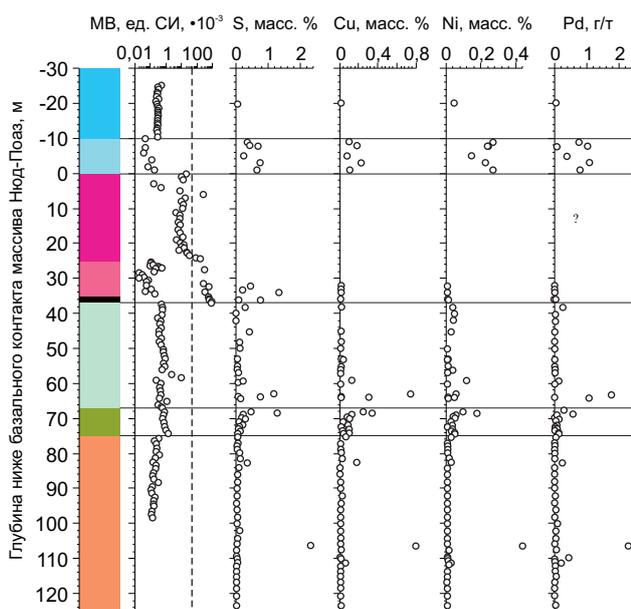


Рис. 3. УПРОЩЁННАЯ СОСТАВНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА ЧЕРЕЗ ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТЫ МАССИВА НЮД-ПОАЗ С ВАРИАЦИЯМИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ (МВ) И КОНЦЕНТРАЦИЙ S, Cu, Ni, Pd В ПОРОДАХ (использованы геологические и геофизические данные по скважинам С-9НМ (-30–50 м), 1810 (50–99 м), 1809 (99–125 м), данные опробования по скважинам 1808, 1809, 1810, 1817 (см. табл. 1), данные о магнитной восприимчивости пород по скважине С-9НМ предоставлены В.В.Чашиним):

1 – меланорит (Нюд-Поаз); 2 – мелкозернистый меланорит (Нюд-Поаз); 3 – метадиорит; 4 – чередование метадиоритов, диоритов фундамента и магнетитовых пород; 5 – магнетитовая порода; 6 – метагаббро; 7 – сланцеватое метагаббро; 8 – диорит фундамента

1 2 3 4 5 6 7 8

ной и участками гнездовой вкрапленностью сульфидов. Вкрапленность приурочена преимущественно к краевой зоне, однако нередко распространяется в метагаббро и диориты фундамента. Содержание сульфидов изменяется от единичных зёрен до 10 об. %. Сульфиды представлены в основном пентландитом, пирротинном и халькопиритом; встречаются пирит, миллерит, виоларит, маккинавит, ковеллин. Сульфидная вкрапленность обогащена халькопиритом, слагающим от 60 до 95% сульфидной массы. Существенное обогащение халькопиритом отличает данную минерализацию от минерализации эндоконтакта массива Нюд-Поаз, где преобладает пирротин [13]. Из минералов платиновой группы в породах массива Габбро-10 установлены котульскит, майченерит, сперрилит; отмечается также ЭПГ-содержащий кобальтин [6].

Результаты выполненного нами опробования керн буровых скважин и поверхности (см. табл. 1) приведены на обобщённом разрезе (см. рис. 3), охватывающем (снизу вверх) архейские диориты фундамента, сланцеватые метагаббро контактовой зоны, метагаббро центральной части массива и ксенолиты в них, магнетитовые породы, метадиориты и меланократовые нориты массива Нюд-Поаз, включая их мелкозернистую разновидность в эндоконтакте. Результаты анализа показывают, что максимальная концентрация Pd в сланцеватых метагаббро краевой зоны составляет 0,58 г/т (скв. 1808), в метагаббро – 1,78 г/т (проба G181-1 из об-

нажения), а в диоритах фундамента – 2,28 г/т (скв. 1809). Содержание никеля лишь в единичных пробах сланцеватых метагаббро и диоритах фундамента превышает 0,1 масс. % при относительно высоком Cu/Ni отношении. К сожалению, доступные в настоящее время для просмотра скважины, пробуренные в начале 2000-х годов, не пересекли рудные штоки, выделенные в 1960-е годы в ходе работ на никель. Но даже в слабо насыщенных сульфидами породах содержание ЭПГ сопоставимо с таковым в мелкозернистых меланоритах эндоконтакта массива Нюд-Поаз (рис. 4; см. рис. 3) и в краевых зонах других расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита [11, 16]. На рис. 4 видно, что фигуративные точки минерализованных пород массива Габбро-10 и меланоритов массива Нюд-Поаз в целом образуют достаточно компактные и слабо перекрывающиеся поля. Можно отметить, что при одинаково высоком отношении Pd/Pt для пород массива Габбро-10 существует явная тенденция к смещению точек в область обогащения Cu, тогда как для пород массива Нюд-Поаз – в сторону обогащения Ni (см. рис. 4, д, е).

Предполагаемые объекты-аналоги и модели образования платинометалльно-медно-никелевой минерализации массива Габбро-10. Типичные примеры платинометалльно-медно-никелевого оруденения контактового типа в палеопротерозойских расслоенных интрузиях Фенноскандинавского щита – «донная залежь» Мончегорского плутона, ору-

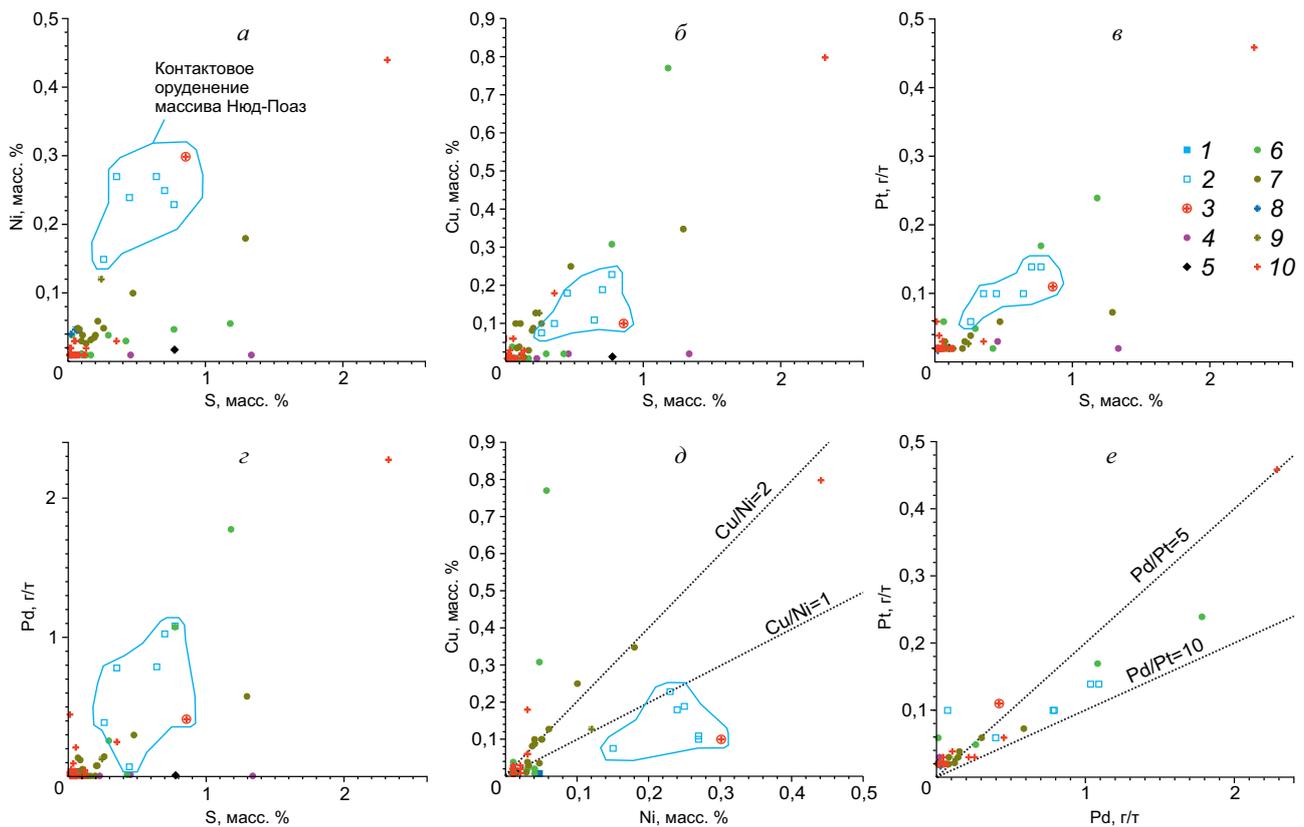


Рис. 4. БИНАРНЫЕ ВАРИАЦИОННЫЕ ДИАГРАММЫ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (данные по минерализованным диоритам фундамента массива Нюд-Поаз (скв. 1815), по [13]):

массив Нюд-Поаз: 1 – меланорит, 2 – мелкозернистый меланорит, 3 – диорит фундамента (скв. 1815); массив Габбро-10: 4 – метадiorит, 5 – магнетитовая порода, 6 – метагаббро, 7 – сланцеватое метагаббро, 8 – ксенолиты хлорит-амфиболовой породы, 9 – ксенолиты мелкозернистого метагаббро, 10 – диорит фундамента

денение краевых серий комплекса Порtimo в Финляндии и Фёдоровотундровского массива на Кольском полуострове. Общими чертами этих объектов являются приуроченность минерализации к зоне контакта расслоенных массивов с породами фундамента, в некоторых случаях – развитие эруптивных брекчий и умеренные содержания сульфидов (5–10%). Концентрации металлов в этом типе руд, в отличие от платинометалльных рифов, в целом невысокие – 1–2 (до 10) г/т по сумме Au, Pt, Pd и по 0,2–0,3 масс. % Cu и Ni. Однако эти руды образуют залежи большой мощности и содержат значительные запасы металлов [11, 12, 16].

Ранее нами были предложены два механизма образования контактового оруденения. Первый предполагает [13] осаждение сульфидных капель вблизи дна камеры из насыщенного серой расплава при благоприятствующих гравитационному про-

цессу условиях во всей магматической колонне интрузива (например, при обогащении расплава летучими компонентами, понижающими его вязкость). При этом миграция сульфидной жидкости нередко затрагивает породы прогретого и, возможно, частично расплавленного фундамента. Так, в интрузивах Суханко и Контиярви комплекса Порtimo металлоносные сульфиды из пород краевой серии распространяются на десятки метров в глубь фундамента [16]. Во вмещающих массив Нюд-Поаз архейских диоритах сульфидная вкрапленность с отношением Cu/Ni, аналогичным таковому в породах эндоконтакта (~0,8), просачивается вниз на расстояние первых метров [13].

Другой механизм обоснован для платинометалльно-медно-никелевого месторождения Фёдоровой тундры, одного из крупнейших по запасам ЭПГ в Европе [4, 5, 7]. Месторождение приурочено-

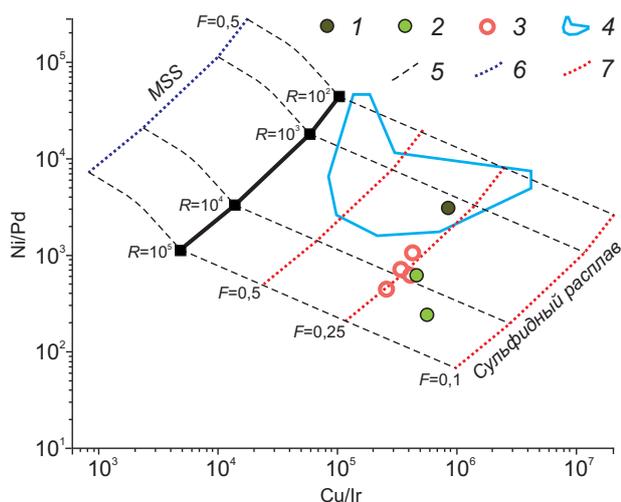


Рис. 5. БИНАРНАЯ ДИГРАММА ОТНОШЕНИЙ Ni/Pd И Cu/Ir (значение коэффициента разделения $D_{(mss/сульфидный\ расплав)}$ по [10], данные для минерализованного эндоконтакта массива Нюд-Поаз по [13]):

1 – сланцеватое метагаббро; 2 – метагаббро; 3 – рудные габбронориты массива Фёдоровой тундры; 4 – минерализованный эндоконтакт массива Нюд-Поаз; 5 – модельные составы моносульфидного твёрдого раствора (*mss*), кристаллизующегося из фракционирующей сульфидной жидкости, и остаточного расплава; 6 – составы конечных членов *mss*; 7 – составы остаточной сульфидной жидкости при различной степени фракционирования (*F* – доля остаточного расплава); $D_{(сульфидный/силикатный\ расплав)}$: 30 000 для ЭПГ, 1000 для Cu, 500 для Ni

но к толще такситовых рудоносных габброидов, которые, как полагают, внедрились в основание массива после кристаллизации расслоенной серии [4, 14]. В результате рудная зона месторождения представляет собой интрузивную брекчию мощностью до 300 м, содержащую крупные (десятки метров) обломки более ранней магматической фазы. Исследования состава ксенолитов в массиве Габбро-10 показывают, что они преимущественно являются обломками кумулатов нижней части расслоенной серии массива Нюд-Поаз [2]. Таким образом, массив Габбро-10, как и краевая серия массива Фёдоровой тундры, – поздняя интрузивная фаза по отношению к более крупному массиву. Следует отметить, что взаимоотношения ранней и поздней интрузивных фаз в массиве Габбро-10 подчёркиваются наличием в метагаббро обломков пород, соответствующих по составу эндоконтактовым меланоритам массива Нюд-Поаз.

Для объяснения процесса обогащения сульфидной вкрапленности ЭПГ применяется моделирование *R*-фактора, т.е. соотношения масс равновесно прореагировавших силикатного и сульфидного расплавов [10]. Сульфидная вкрапленность в мелкозернистых меланоритах массива Нюд-Поаз, к примеру, образовалась при относительно низких значениях *R*-фактора – от 2000 до 4000 [13]. С учётом принятых для массива Нюд-Поаз и Мончеплутона условий моделирования [13], полученные геохимические данные по оруденению массива Габбро-10 можно объяснить сегрегацией сульфидов при значениях *R*-фактора, достигающих 20000. Подобное соотношение масс прореагировавших сульфидного и силикатного расплавов характерно для

промышленных платинометалльно-медно-никелевых месторождений контактового типа (рис. 5). Обращает на себя внимание то, что оруденение массива Габбро-10, как и такситовые габбронориты Фёдоровой тундры, характеризуется фракционированным составом сульфидной жидкости, которая, по-видимому, потеряла комплементарный моносульфидный твёрдый раствор в промежуточной камере на глубине.

Таким образом, ассоциирующее с массивом Габбро-10 сульфидное платинометалльно-медно-никелевое оруденение образовалось, вероятно, в результате внедрения дополнительной магматической фазы, насыщенной сульфидной жидкостью. Сульфиды в процессе гравитационного осаждения и просачивания в интеркумулусном пространстве концентрировались в нижней части массива, преимущественно в породах краевой зоны (сейчас – сланцеватых метагабброидах). Этот процесс затронул и подстилающие архейские диориты, содержащие аналогичное с метагаббро сульфидное оруденение (см. отношение Cu/Ni, рис. 4, д).

Подчеркнём, что похожее метагаббро с сульфидной вкрапленностью развито в придонной части блока Верхний Нюд, расположенного южнее массива Габбро-10. Концентрации ЭПГ, выявленные в канавах в западной части блока (см. рис. 2, в), достигают 4,8 г/т (В.С.Войтехович и др., 2002 г.). По данным скв. С-805, опробованной лишь на медь и никель, мощность зоны сульфидной вкрапленности в метагаббро составляет ~100 м.

Выполненные исследования позволяют предположить нахождение в районе массива Нюд-Поаз и блока Верхний Нюд, в области развития поздней

интрузивной фазы метагаббро (массив Габбро-10, блок Верхний Нюд), среднего по запасам благородных металлов платинометалльно-медно-никелевого месторождения, размер которого можно оценить по аналогии с месторождением Фёдорова тундра. Необходимо отметить, что геологоразведочные работы следует проводить, опираясь на опыт, полученный на найденных месторождениях этого типа (Е.В.Ноздра и др., 2008 г.).

Массив Габбро-10 представляет собой позднюю интрузивную фазу расслоенного массива Нюд-Поаз и, таким образом, является частью палеопротерозойской рудно-магматической системы Мончегорского комплекса. Платинометалльно-медно-никелевая минерализация массива относится к контактовому типу. Массив Габбро-10 – второй объект Кольской платиноносной провинции (после месторождения Фёдорова тундра), для которого уста-

новлено, что контактовое платинометалльно-медно-никелевое оруденение сформировалось в результате позднего интрузивного события в базальной части расслоенной интрузии. В дальнейших исследованиях целесообразны постановка геологоразведочных работ и детальное научное изучение этого перспективного объекта.

Авторы выражают благодарность О.В.Казанову за предоставленный для изучения керн скважин и А.Н.Иванову за помощь в подготовке графики. Критические замечания Т.В.Рундквист и анонимного рецензента способствовали её улучшению. За проведённые измерения авторы признательны аналитикам ГИ КНЦ РАН Л.И.Константиновой, Л.В.Филиппычевой, И.Б.Карановой. Исследования выполнены в рамках темы НИР № 0231-2015-0002 при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (проекты 16-05-00367, 15-35-20501).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Генезис магнетитового пласта массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион: данные U-Pb SHRIMP-II датирования метадиоритов / Н.Ю.Грошев, П.В.Припачкин, Б.Т.Кариковски и др. // Геология рудных месторождений. 2018. № 6. С. 546-557.*
2. *Грошев Н.Ю., Малыгина А.В., Абрамова В.Д. Магнетитовый пласт в экзоконтакте массива Нюд Мончегорского комплекса: новые генетические ограничения по LA-ICP-MS данным о составе магнетита // Тр. ФНС. 2018. № 15. С. 124–127.*
3. *Грошев Н.Ю., Малыгина А.В., Тимофеева М.Г. Исследование природы высокомагнезиальных ксенолитов массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион // Вестн. МГТУ. 2018. Т. 21. № 1. С. 5–17.*
4. *Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.*
5. *Грошев Н.Ю., Савченко Е.Э. Риф Невидимый – новый уровень малосульфидной платинометалльной минерализации в массиве Федоровой тундры (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 15–26.*
6. *Ефимов А.А., Субботин В.В., Вурсий Г.Л. Геологическое строение и характеристика сульфидной ЭПГ-содержащей минерализации массива Габбро-10 (Мончегорский интрузив, Кольский полуостров) // Мат-лы XV молодежной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. 2004. С. 74–76.*
7. *Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П. Месторождения МПГ западной части Федорово-Панских тундр (Федорово и Малая Пана): состояние и перспективы освоения // Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Апатиты, 2008. Вып. 1. С. 42–51.*
8. *Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем / В.В.Чащин, Т.Б.Баянова, Ф.П.Митрофанов и др. // Геология рудных месторождений. 2016. № 1 (58). С. 41–63.*
9. *Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1 / Под ред. Ф.П.Митрофанова, В.Ф.Смолякина. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004.*
10. *Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration. Geological Association of Canada. Short Course. 1999. Vol. 13. P. 69–106.*
11. *Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia / D.Schissel, A.A.Tsvetkov, F.P.Mitrofanov et al. // Economic Geology. 2002. Vol. 97. P. 1657–1677.*
12. *Controls on the formation of contact-type platinum-group element mineralization in the East Bull Lake intrusion / D.C.Peck, R.R.Keays, R.S.James et al. // Economic Geology. 2001. Vol. 96. P. 559–581.*

13. *Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia* / B.T.Karykowski, W.D.Maier, N.Y.Groshev et al. // *Economic Geology*. 2018. 113(4). P. 911–935.
14. *East Scandinavian and Noril'sk Plume Mafic Large Igneous Provinces of Pd–Pt Ores: Geological and Metallogenic Comparison* / F.P.Mitrofanov, T.B.Bayanova, A.U.Korchagin et al. // *Geology of Ore Deposits*. 2013. Vol. 55. P. 305–319.
15. *Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Morshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia* / P.V.Pripachkin, T.V.Rundkvist, Y.A.Miroshnikova et al. // *Mineralium Deposita*. 2015. P. 973–992.
16. *Iljina M.J., Alapieti T.T., McElduff B.M.* Platinum-group element mineralization in the Suhanko-Konttijärvi intrusion, Finland // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1992. Vol. 39 (3). P. 303–313.

GEOLOGICAL SETTING AND PLATINUM POTENTIAL OF GABBRO-10 MASSIF, MONCHEGORSK COMPLEX, KOLA REGION

N.Yu.Groshev, P.V.Pripachkin
(FSBSI Geological Institute of Kola Scientific Center RAS, Apatity)

Geological and geochemical studies suggest that Gabbro-10 massif is the late intrusive phase of Nyud-Poaz layered massif and forms a part of Paleoproterozoic ore-magmatic system of Monchegorsk complex. PGE-Cu-Ni massif mineralization containing up to 2,3 g/t Pd is assumed to be contact type. Mineralization resulted from sulfide and silicate melt interaction in an intermediate chamber at depth (R factor range of 2000–20000) and is potentially economic. Economic prospects are related to orebodies of a Cu-Ni occurrence explored in the 1930s and metagabbro strata in Verkhny Nyud block virtually unexplored for PGE. Gabbro-10 massif is most similar to Fedorova Tundra deposit where ore formation resulted from the late emplacement of sulfide fluid-rich melt in the layered intrusion basal part. The massif geological identification significantly contributes to understanding layered intrusion petrology and formation processes of contact-type PGM deposits.

Keywords: Monchegorsk complex, layered intrusions, contact type, sulfide mineralization, nickel, platinum-group elements.



ПРИГЛАШАЕМ К СОТРУДНИЧЕСТВУ

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

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

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



КРИТЕРИИ ПОИСКОВ КИМБЕРЛИТОВ И НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСТИ ЯКУТИИ

Якутская алмазоносная провинция (ЯАП) – главный источник добываемых в России алмазов. Здесь сосредоточены основные поисковые работы на алмазы. Территории, в пределах которых отложения раннего палеозоя, вмещающие кимберлиты, выходят на дневную поверхность или перекрыты маломощным покровом осадочных образований (>60% площади ЯАП), изучены удовлетворительно. Имеющиеся результаты не позволяют выделять в их пределах новые районы, перспективные на коренные источники алмазов. Особый интерес для геологоразведочных работ в ЯАП представляют закрытые площади. Помимо Далдыно-Оленёкской зоны глубинных разломов, где расположены крупные месторождения алмазов – трубки Удачная, Айхал, Юбилейная, основной потенциал для выявления новых месторождений связан с территориями, находящимися на бортовых частях Патомско-Вилюйского авлакогена. Это Вилюйско-Мархинская (ВМЗ) и Чаро-Синская (ЧСЗ) зоны глубинных разломов, которые рассматриваются в ранге минерагенических. С ними связываются основные перспективы открытия новых месторождений алмазов.

Ключевые слова: кимберлитовые поля, прогнозные критерии, алмазопоисковые работы, кимберлитоконтролирующие зоны.

Около 95% производимых в России алмазов добываются в Якутии. Основная доля ресурсов коренных и россыпных алмазов здесь связана с Якутской алмазоносной провинцией, где выделяются минерагенические зоны, специализированные на кимберлитовую алмазоносность. Наиболее высокопродуктивны Далдыно-Оленёкская (ДОМЗ) и Вилюйско-Мархинская (ВМЗ) минерагенические зоны. В ДОМЗ находятся уникальные месторождения алмазов Далдыно-Алакитского алмазоносного района – трубки Айхал, Удачная, Юбилейная, а ВМЗ включает Малоботуобинский и Среднемархинский алмазоносные районы с крупными кимберлитовыми месторождениями. Структурно-тектоническая позиция ВМЗ обусловлена приуроченностью к северо-западному борту Патомско-Вилюйского авлакогена. Её зеркальным отражением на юго-востоке является Чаро-Синская зона глубинных разломов (рис. 1). Несмотря на значимое сходство двух минерагенических зон, степень их геологической изученности и опосредованности на алмазы весьма различная.

Вилюйско-Мархинская зона глубинных разломов изучена более чем за полвека достаточно хорошо, особенно открытые площади. Основной объём алмазопоисковых работ был сосредоточен именно в центральной части ВМЗ, где выявлены и исследованы два кимберлитовых района с уникальными месторождениями алмазов – Малоботуобинский (трубки Мир, Интернациональная) и Среднемархинский (трубки Ботуобинская, Нюрбин-

Проценко Елена Викторовна

заведующая лабораторией прогнозно-методического сопровождения ГРП
ProtsenkoEV@alrosa.ru

Толстов Александр Васильевич

доктор геолого-минералогических наук
директор
TolstovAV@alrosa.ru

Горев Николай Иванович

кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
GorevNI@alrosa.ru

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

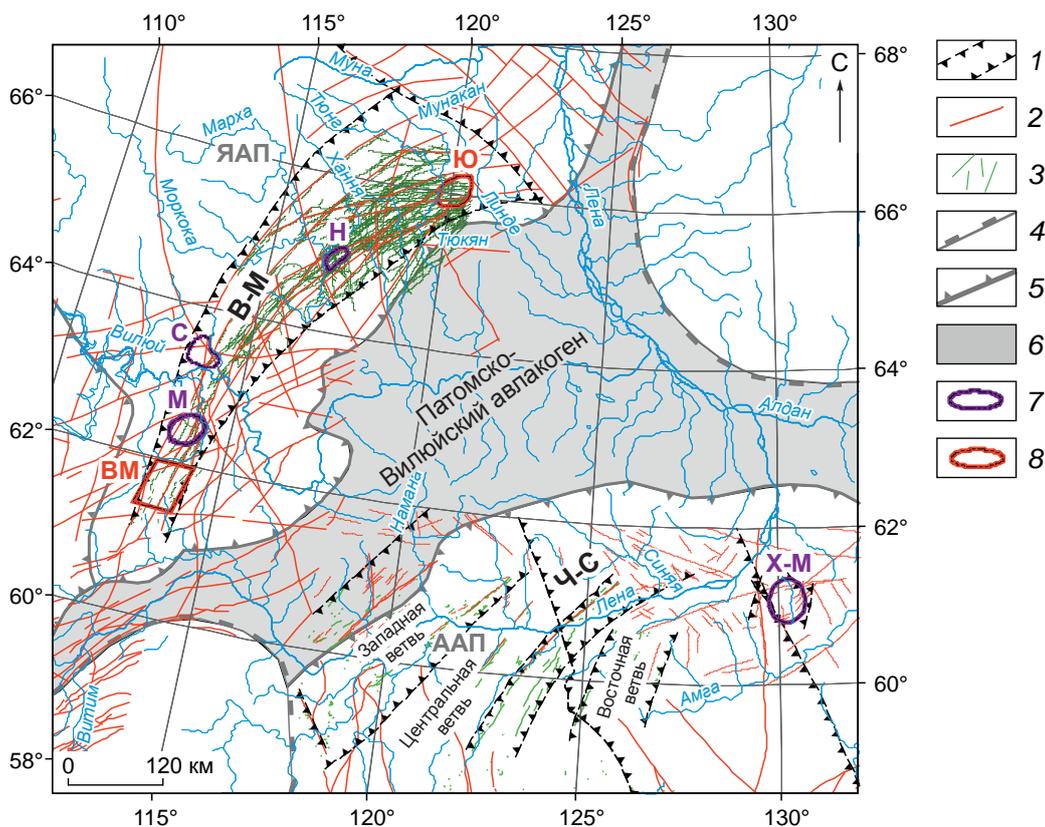


Рис. 1. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА БОРТОВ ПАТОМСКО-ВИЛЮЙСКОГО АВЛАОГЕНА (Вилюйско-Мархинской и Чаро-Синской зон):

1 – зоны разломов (В-М – Вилюйско-Мархинская, Ч-С – Чаро-Синская); 2 – основные разломы, выделенные геолого-геофизическими методами; 3 – дайки базитов; 4 – граница Сибирской платформы; 5 – контуры алмазоносных провинций (ЯАП – Якутская, ААП – Алданская); 6 – подвижная область (Патомско-Вилюйский авлаоген); 7 – кимберлитовые поля (М – Мирнинское, Н – Накынское, С – Слюдюкарское, Х-М – Хомпу-Майское); 8 – площади, перспективные на обнаружение кимберлитовых полей (Ю – Юлэгирская, ВМ – Верхнемурбайская)

ская), с которыми связана значимая часть минерально-сырьевой базы коренных алмазов Якутии. Тем не менее, реальные перспективы обнаружения в её пределах новых месторождений сохраняются и по сей день. Обоснование и последующее открытие в пределах ВМЗ нового кимберлитового тела на Вилюй-Мархинском междуречье показало, что перспективной для локализации кимберлитовых полей может быть не только её центральная часть, но и фланги [11].

В ходе многолетних исследований установлено, что кимберлитовые поля располагаются внутри ВМЗ в узлах пересечения кимберлитоконтролирующих зон, картирующих краевые части стабильных блоков земной коры, с зонами разломов, генетически связанными с областями тектоно-маг-

матической активизации. Такие зоны неоднократно выделялись в качестве рифтоподобных структур [5], секущих зон [2], входящих углов [7] или под другими названиями. По нашему мнению, участки, приуроченные к узлам пересечения зон краевых дислокаций с секущими зонами, заслуживают пристального внимания на предмет прогнозирования новых кимберлитовых полей и требуют всестороннего изучения.

Максимальным набором прогнозно-поисковых признаков и критериев обладают две площади на флангах ВМЗ – Верхнемурбайская и Юлэгирская, которые наиболее интересны для изучения в целях выявления новых кимберлитовых полей. Несмотря на интенсивное опоскование территорий, сопряжённых с обрабатываемыми месторож-

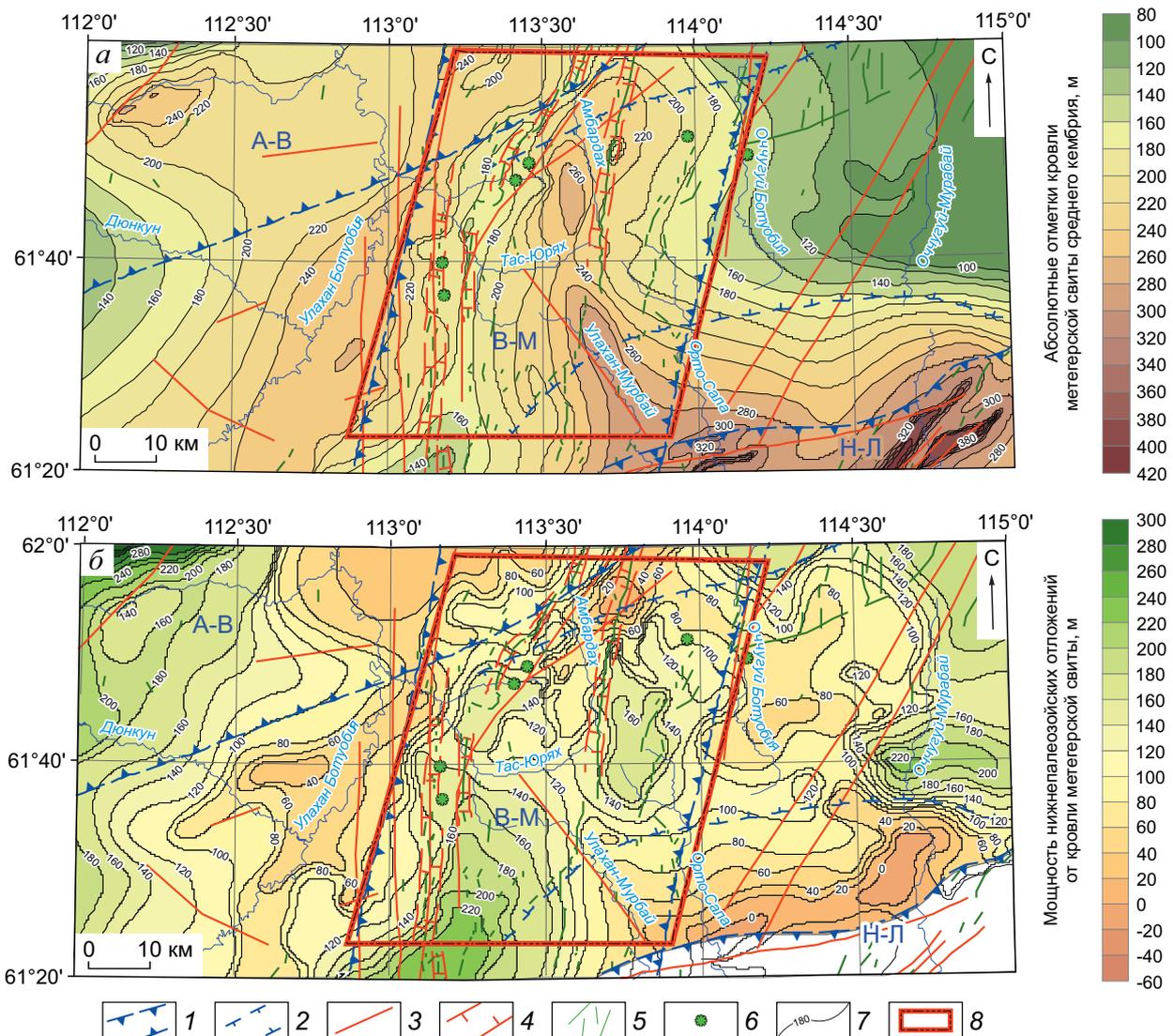


Рис. 2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ВЕРХНЕМУРБАЙСКОЙ ПЛОЩАДИ (а – современный структурный план, б – палеотектоническая схема):

зоны разломов: 1 – I порядка (В-М – Вилюйско-Мархинская, А-В – Ангаро-Вилюйская, Н-Л – Непско-Ленская), 2 – II порядка (Вилюйчанская); разломы осадочного чехла: 3 – основные разломные нарушения, выделенные по геофизическим данным, 4 – грабены Вилюйско-Мархинской зоны; 5 – дайки среднепалеозойских долеритов; 6 – трубки взрыва основного состава; 7 – изогипсы кровли метегерской свиты среднего кембрия (см. а), изопахиты нижнепалеозойских отложений от кровли метегерской свиты среднего кембрия (см. б); 8 – Верхнемурбайская перспективная площадь

дениями, на протяжении последних лет, результативность их недостаточна. При этом нельзя не отметить, что большинство крупных и уникальных месторождений алмазов были открыты на новых территориях в первые годы их опоскования. Это диктует необходимость обоснованного выхода на новые площади, где принципиально возможно выявление районов и полей кимберлитового маг-

матизма с крупными и уникальными месторождениями алмазов.

Верхнемурбайская перспективная площадь приурочена к водоразделу верхних течений рек Большая и Малая Ботуобия (правые притоки р. Вилюй) в 35 км к югу от Мирнинского кимберлитового поля. В тектоническом плане она находится на южной оконечности ВМЗ, в узле пересечения её с

Вилуичанской секущей зоной, отчётливо выделяемой по сейсморазведочным данным. В рельефе кристаллического фундамента секущая зона картируется входящим углом со стороны Ыгыаттинской впадины Патомско-Вилуического авлакогена. В верхних горизонтах нижнепалеозойской кимберлитовмещающей толщи на структурно-тектонической схеме, построенной по кровле метегерской свиты среднего кембрия, она выделяется отрицательной жёлобообразной структурой, амплитуда которой увеличивается в восточном направлении и у границ площади достигает 90–100 м (рис. 2, а). Центральная часть площади отличается сложным пликативным планом, что характерно для известных кимберлитовых полей. Это обусловлено пересечением разломов ВМЗ с разрывными нарушениями других направлений и их неоднократной активизацией.

На палеотектонической схеме (см. рис. 2, б) в изопактах отражена остаточная мощность сохранившихся от размыва нижнепалеозойских отложений. На данной схеме приведены структуры, формировавшиеся от среднего кембрия (времени образования опорной поверхности) до ранней юры (времени захоронения карбонатного цоколя). Поскольку ранний палеозой и мезозой характеризовались плитным режимом тектонического развития, контрастные структуры, отражённые на предлагаемой схеме, имеют, вероятнее всего, среднепалеозойский возраст. Повышенными остаточными мощностями до 160–220 м и, следовательно, минимальным эрозионным срезом отмечены структуры, которые в данный период претерпевали нисходящие тектонические движения. Это сформировавшиеся грабенообразные прогибы ВМЗ, а также Вилуичанской рифтоподобной структуры. Разломы ВМЗ «залечены» дайками долеритов. Протяжённость отдельных даек колеблется от 2–3 до 50–70 км, мощность варьирует от первых метров до 100–150 м. Залегание их субвертикальное со склонением на юго-восток. На территории часто изменяется простираание дайковых тел, имеются их дугообразные изгибы, взаимные пересечения, что характерно для тектонических узлов. Подобные явления достаточно широко проявлены в известных кимберлитовых полях.

Туфовые трубчатые тела пространственно тяготеют к центральной части площади – междуречью Большой и Малой Ботуобии. В магнитном поле они выражены локальными аномалиями диа-

метром от 100–200 до 1000 м. Характерная особенность расположения трубок – их группирование на отдельных участках. В Малоботуобинском районе базитовые трубки широко распространены, но их максимальная концентрация отмечается в пределах Мирнинского кимберлитового поля.

Силлы долеритов в нижнепалеозойских породах приурочены к полосе северо-восточного простираения шириной 50–70 км, прослеживающейся через центральную часть площади. Их суммарная мощность составляет 120–180 м, а по некоторым скважинам превышает 200 м. В пределах известных кимберлитовых полей ЯАП мощность интрузивных долеритов в нижнепалеозойских породах сокращается, а на отдельных участках они полностью отсутствуют. Наиболее благоприятны с этой позиции следующие участки: водораздел рек Тас-Юрях – Улахан-Мурбай, бассейн р. Оччугуй-Мурбай и левобережье р. Большая Ботуобия. Вопрос о возрасте силлов имеет важное практическое значение, поскольку мощные тела долеритов могут бронировать кимберлитовые трубки. Такие случаи известны в кимберлитовом поле Орапа (Ботсвана, Африка), где юрские базальты экранируют отдельные кимберлитовые тела мелового возраста. Раздувы кимберлитовой трубки Мир наблюдаются в кровле чарской свиты на контакте с пластовой интрузией. Это следует иметь в виду, так как подобное не исключено и для прогнозируемых кимберлитов Верхнемурбайской площади, учитывая среднепалеозойский возраст интрузий. Однако абсолютный возраст силлов на рассматриваемой территории не определялся.

По результатам дешифрирования материалов дистанционного зондирования Земли на исследуемой площади были закартированы зоны разрывных нарушений северо-восточной и северо-северо-западной ориентировок, занимающие секущее положение по отношению к разломам Вилуическо-Мархинской зоны. Узел пересечения всех вышеназванных зон расположен в центральной части площади в междуречье Большой и Малой Ботуобии и по структурным критериям благоприятен для локализации проявлений кимберлитового магматизма. Кроме того, в непосредственной близости от данного тектонического узла выделена Восточномурбайская система кольцевых структур, которая повышает перспективы данного участка в отношении коренной алмазоносности (рис. 3).

Верхнемурбайская площадь отличается крайне редкими находками алмазов и их минералов-спутников. В целом минералогические признаки проявлены здесь достаточно слабо. В современных отложениях найдены восемь алмазов, три из которых имеют не свойственный алмазам Малоботуобинского района додекаэдрический габитус. Для площади характерно крайне незначительное содержание индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) в четвертичных отложениях. В юрских коллекторах отмечаются их единичные находки (см. рис. 3). Шлиховые пробы, в которых присутствуют кимберлитовые минералы, составляют 0,3–0,5% от их общего количества. Содержание ИМК в пробах – первые знаки. Ассоциация ИМК хромшпинелид-пикроильменит-пироповая. Кимберлитовые минералы фиксируются, за редким исключением, в мелких гранулометрических классах (-1 мм) и носят следы сильного механического износа. Площадная разобщённость проб с находками индикаторных минералов не позволяет выделить ореолы рассеяния ИМК. Следует сказать, что поисковое бурение по нерегулярной сети выполнялось только на флангах площади, а её центральная часть буровыми работами на алмазы не охвачена.

Расположенная в пределах водораздела мезозойских палеоводотоков Верхнемурбайская пло-

щадь в реннеюрское время была областью денудации. Учитывая направление сноса терригенного материала в это время, алмазы, обнаруженные в долине р. Малый Мурбай, могли иметь коренные источники в пределах выделенной перспективной площади. В основании перекрывающего комплекса широко развиты малоинформативные в шлихо-минералогическом плане озёрно-болотные и прибрежно-морские осадки юры. Это обстоятельство, наряду с неудовлетворительной изученностью древних коллекторов, обусловило слабую проявленность минералогических признаков.

Таким образом, по структурно-тектоническим и магматическим критериям Верхнемурбайская площадь представляется наиболее благоприятной для локализации кимберлитовых тел, однако названные критерии носят в основном региональный характер. Площадь требует доизучения.

Юлэгирская перспективная площадь размещается на левобережье среднего течения р. Тюнг в бассейнах его левых притоков. В тектоническом отношении приурочена к северо-восточному окончанию Вилюйско-Мархинской минерагенической зоны и располагается в узле пересечения её осевой ветви с Тюнгской секущей зоной (ТСЗ) (рис. 4). На площади ТСЗ выделяется аномалией повышенной суммарной продольной проводимости осадочных пород [8], а в рельефе кристаллического

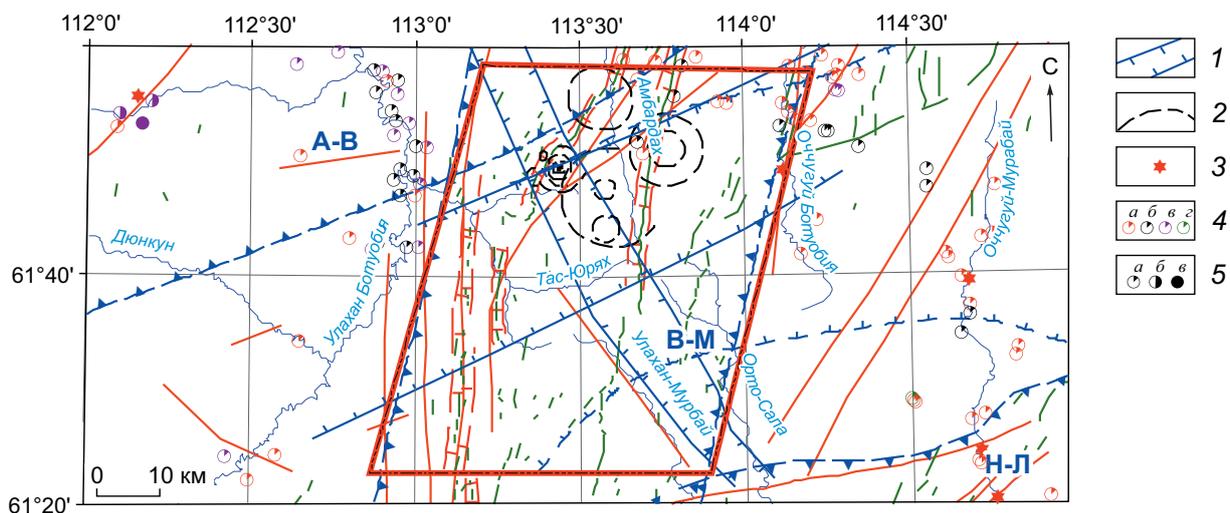


Рис. 3. СХЕМА ПРОЯВЛЕННОСТИ ПРОГНОЗНЫХ КРИТЕРИЕВ И ПРИЗНАКОВ НА ВЕРХНЕМУРБАЙСКОЙ ПЛОЩАДИ:

1 – зоны разломов, выделенные по результатам космодешифрирования; 2 – Восточномурбайская система кольцевых структур; 3 – отдельные находки алмазов; 4 – находки ИМК (а – пироп, б – микроильменита, в – хромшпинелида, г – хромдиопсида); 5 – содержание ИМК (а – до 10, б – 10–50, в – >100 знаков на пробу); остальные усл. обозн. см. рис. 2

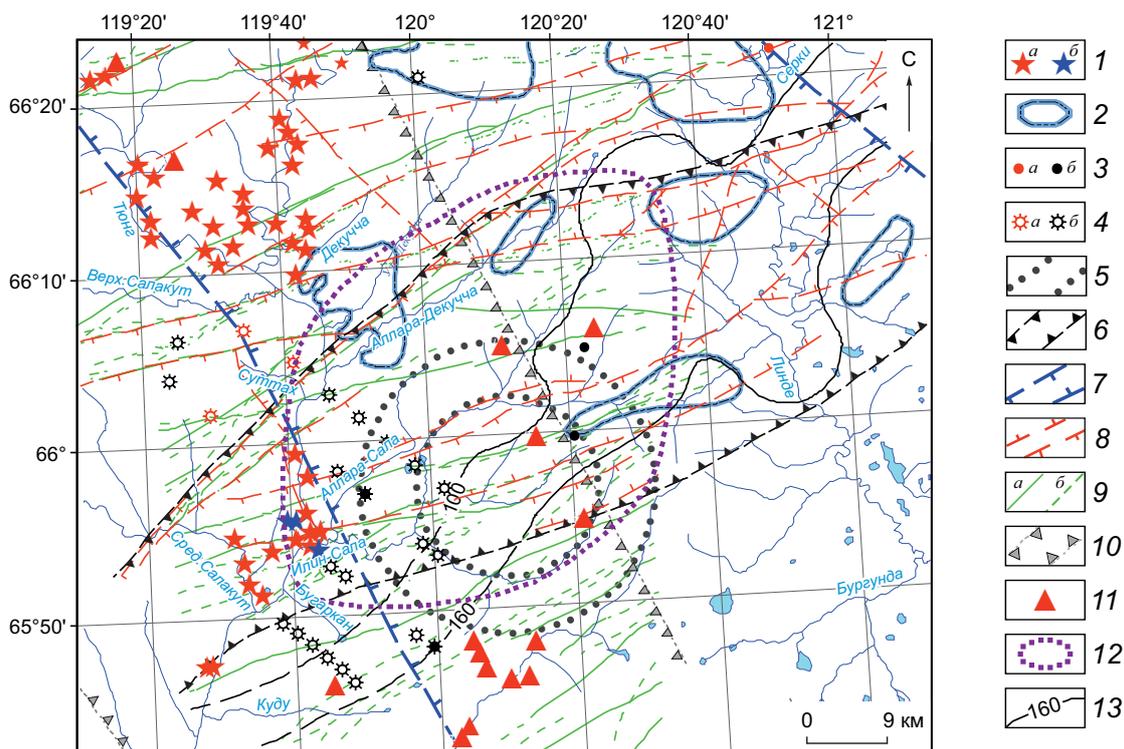


Рис. 4. СХЕМА ПРОЯВЛЕННОСТИ ПРОГНОЗНЫХ КРИТЕРИЕВ И ПРИЗНАКОВ НА ЮЛЭГИРСКОЙ ПЛОЩАДИ:

1 – находки алмазов в четвертичных (а), мезозойских (б) отложениях; 2 – ореолы ИМК в базальных горизонтах перекрывающих отложений; минералогические аномалии ИМК в мезозойских коллекторах (а – пиропы, б – пикроильмениты); 3 – с содержанием >100 знаков на пробу, 4 – сохранностью I, II классов; 5 – кольцевые структуры; 6 – центральная часть Вилуйско-Мархинской зоны разломов; 7 – Тюнгская зона разломов II порядка; 8 – сбросы осадочного чехла; 9 – дайки среднепалеозойских долеритов: а – мощные, б – маломощные или не имеющие выхода на поверхность раннего палеозоя; 10 – зона суммарной продольной проводимости; 11 – локальные магнитные аномалии; 13 – контур Юлэгирской перспективной площади; 14 – изопахиты перекрывающих отложений

фундамента – входящим углом, трассирующимся со стороны Линденской впадины.

В результате выполненных структурных построений в верхних горизонтах раннепалеозойского комплекса определено, что зона соответствует линейной отрицательной структуре субмеридиональной ориентировки размером 70x35 км, амплитудой 50–140 м, осложняющей строение раннепалеозойского структурного яруса. Также линейными прогибами на современном структурном плане проявлены отдельные разломы ВМЗ. Как известно, в продуктивных кимберлитовых полях грабенами часто трассируются кимберлитоконтролирующие разломы [9].

В вышележащих мезозойских отложениях описанные структуры не прослеживаются, что свидетельствует об их доюрском, скорее всего, средне-

палеозойском возрасте. Грабены ВМЗ, а также Тюнгская секущая зона характеризуются повышенной остаточной мощностью сохранившихся от размытия нижнепалеозойских пород. Узел пересечения осевой части ВМЗ и ТСЗ отличается более сложным, относительно сопредельных участков, структурным планом, что типично для известных кимберлитовых полей [3, 4 и др.]. В южной части площади по космофотоматериалам дешифрируются Аллара-Сала-Мастахская и Юлэгирская кольцевые структуры, отождествляемые с кимберлитовым полем [6].

В 2008 г. геологами Ботуобинской ГРЭ на Юлэгирской площади установлен Илин-Салинский тектонический блок, по многим параметрам сходный с Дяhtarским, к которому приурочено Накынское кимберлитовое поле. Среди многочисленных ли-

нейных магнитных аномалий, отвечающих дайкам среднепалеозойских долеритов, выполняющих разломы ВМЗ, прослежены и основные разломы, трассирующиеся с Накынского кимберлитового поля, – Южный и др. На картах магнитного поля выделяются нарушения, подобные Дяхтарскому и Ботуобинскому, слабоконтрастные линейные магнитные аномалии – аналоги Диагонального кимберлитовмещающего нарушения, а также четыре локальные магнитные аномалии, рекомендованные для детализации наземной магниторазведкой с последующей заверкой бурением.

Юлэгирская площадь перекрыта нижнеюрскими прибрежно-морскими отложениями. В её пределах в различных стратиграфических горизонтах от нижней юры до кайнозоя найдены многочисленные алмазы и ИМК (см. рис. 4), утратившие связь с коренными источниками и испытавшие неоднократное переотложение в течение прошедших геологических эпох. Погребённые ореолы ИМК в большинстве случаев не обладают надёжными векторными характеристиками, позволяющими определить направление их перемещения. Однако находки высокосохранных минералов не исключают возможность происхождения хотя бы некоторых из них из собственных (неизвестных пока) коренных источников, расположенных на рассматриваемой территории. В западной части площади находятся участки Илин-Сала и Декучча с контрастно проявленными минералогическими признаками: здесь неоднократно выявлялись значительные (до 30–40%) концентрации сохранных (I+II класса) ИМК – пиропов и пикроильменитов. В отложениях тунгской свиты нижней юры на участке Илин-Сала обнаружены четыре алмаза. Всё это позволяет считать Юлэгирскую площадь перспективной для выделения нового кимберлитового поля, требующей дальнейшего изучения.

Таким образом, по комплексу прогнозно-поисковых признаков и предпосылок в пределах ВМЗ на её северо-восточном и южном флангах выделяются соответственно две площади, благоприятные для выявления кимберлитовых полей, – Юлэгирская и Верхнемурбайская, требующие тщательного доизучения. Для их более уверенного оконтуривания необходимо реализовать комплекс дистанционных методов с локализацией площадей под постановку поисковых работ.

Чаро-Синская зона глубинных разломов обладает высокими перспективами для выявления

новых проявлений кимберлитового магматизма. Зона занимает юго-восточный борт Патомско-Вилуйского авлакогена на его границе с северной окраиной Алданской антеклизы. Центральная и южная части антеклизы, где на поверхность выходят архейские, протерозойские и нижнепалеозойские породы, открыты для поисков месторождений алмазов среднепалеозойского возраста. Эти территории достаточно надёжно опосредованы в 1960–1980 гг. на стадии геолого-съёмочных работ и к настоящему времени не представляют большого интереса для поисков коренных источников алмазов кимберлитового типа. Ранее в пределах Алданского щита геологами найдены неалмазоносные кимберлиты, конвергентные им породы и лампроиты, образующие Хатыстырское, Мурунское, Чомполинское и Ингилийское поля (рис. 5). Перспективы алмазоносности в этой части синеклизы связаны лишь с лампроитами [1].

Северное обрамление Алданской антеклизы, в пределах которого потенциально кимберлитовмещающие породы перекрыты юрскими отложениями мощностью ~100 м, слабо изучено. По предварительным результатам для выявления кимберлитовых полей наиболее благоприятны Намана-Синский и Центрально-Якутский алмазоносные районы, где трассируются глубинные разломы, «залеченные» базитами. Дайки базитов картируют зоны глубинных разломов, активизированные в среднем палеозое, близсинхронном по времени с внедрением продуктивных кимберлитов (см. рис. 5).

На восточном фланге территории в Центрально-Якутском алмазоносном районе в 2007 г. ЦПСЭ ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология» при заверке аэромагнитной аномалии на глубине 104 м вскрыта первая кимберлитовая трубка Манчары [10]. В 2011 г. геологами АК «АЛРОСА» на Хомпу-Майской площади при заверке магнитных аномалий вскрыты ещё два кимберлитовых тела среднепалеозойского возраста, образующие Хомпу-Майское кимберлитовое поле. Выявленные кимберлиты характеризуются убогой продуктивностью, но, тем не менее, имеют все необходимые атрибуты: содержат пикроильмениты, хромшпинелиды, пиропы [10]. Алмазопроисковые работы в Центрально-Якутском алмазоносном районе интенсивно продолжаются в настоящее время.

Намана-Синский алмазоносный район в структурно-тектоническом плане благоприятен для ло-

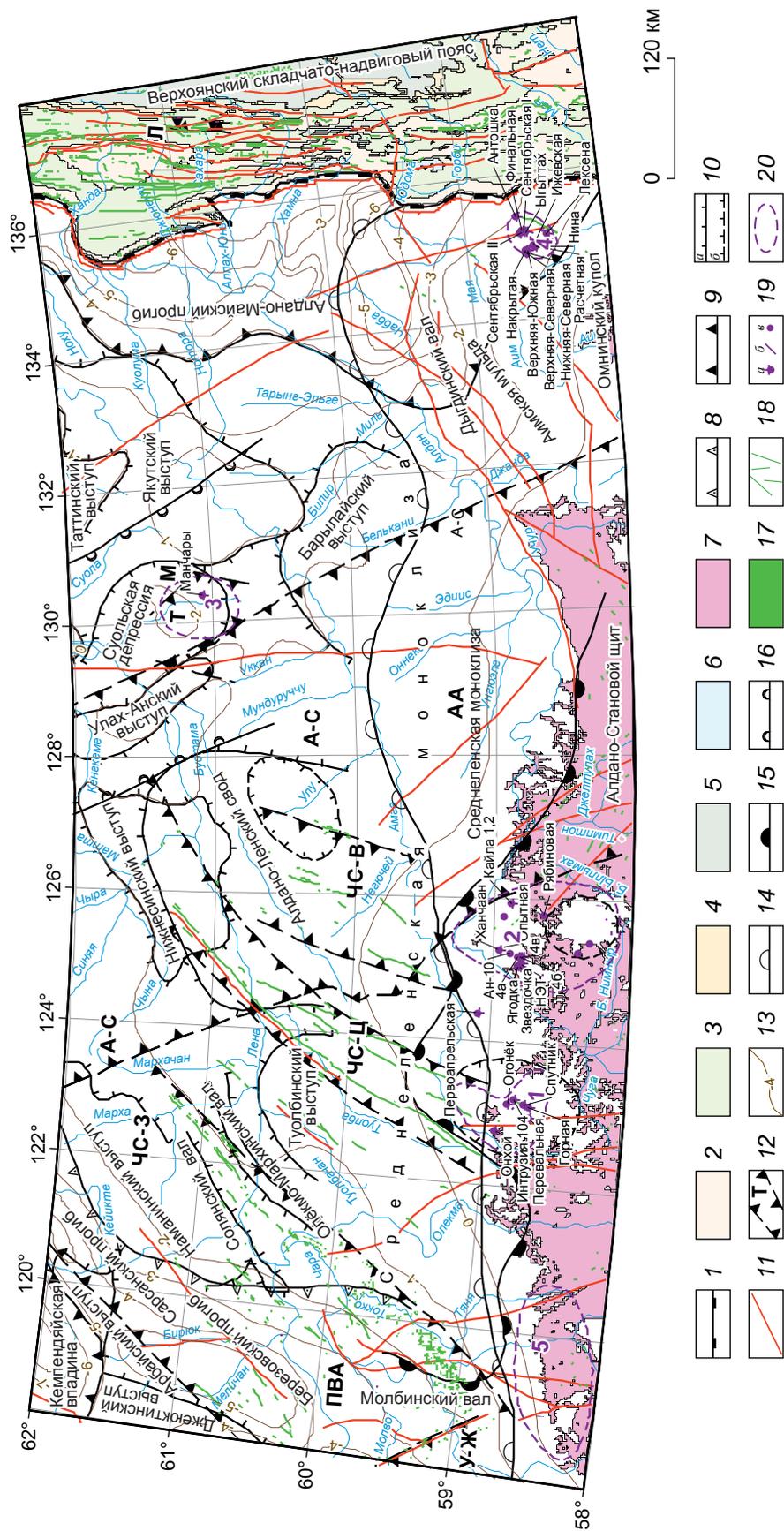


Рис. 5. СТРУКТУРНАЯ СХЕМА ЧАРО-СИНСКОЙ ЗОНЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ (север Алданской антеклизы):

1 – современная граница Сибирской платформы; структурные комплексы (Верхояно-Колымская складчатая область): 2 – байкальский, 3 – каледонский, 4 – раннегерцинский, 5 – позднегерцинский, 6 – альпийский; 7 – кристаллический фундамент; границы между структурами различного порядка, их названия: 8 – I порядка (АА – Алданская антеклиза, ПВА – Палеовиллийский авлакоген), 9 – II порядка, 10 – III (a), IV (б) порядков; 11 – основные разломы; 12 – тектоно-магматические зоны: ЧС – Чаро-Синская (3 – западная, Ц – центральная, В – восточная ветви), М – Мундуручинская, Т – Тамминская, У-Ж – Усть-Жуинская, А-С – Анабаро-Синская, Л – Лединская; 13 – изогипсы погрёбённой поверхности кристаллического фундамента, км; области тектоно-магматической активизации: 14 – среднепалеозойская, 15 – средне-позднемезозойская, 16 – протерозойская; магматические проявления: 17 – магматические комплексы основного состава, 18 – дайки основного и субщелочного состава; 19 – коренные тела кимберлитов и кимберлитоподобных пород, их названия (а – трубки взрыва, б – дайки, жилы, в – штоки); 20 – рудные поля кимберлитов и кимберлитоподобных пород (1 – Чомполинское, 2 – Тобук-Хатыстырское, 3 – Хомпу-Майское, 4 – Ингилийское, 5 – Мурунское)

кализации кимберлитовых полей. Территорию с юго-запада на северо-восток пересекают глубинные разломы Чаро-Синской системы, аналогичные Вилюйско-Мархинской, к которой приурочены Накынское, Мирнинское и Слюдюкарское кимберлитовые поля (Якутская алмазоносная провинция). С северо-запада, со стороны Патомско-Вилюйского авлакогена, трассируются разломы, образующие с нарушениями Чаро-Синской зоны тектонические узлы, аналогичные ситуации в Хомпу-Майском кимберлитовом поле. Изученность Намана-Синского района ограничивается шлиховым и редким мелкообъёмным опробованием аллювия левых притоков р. Лена от р. Намана до р. Синяя, в результате чего обнаружены единичные мелкие изношенные зёрна кимберлитовых минералов, в том числе одно зерно пикроильменита второго класса механического износа и один кристалл алмаза. Существующие материалы не позволяют пока чётко оконтурить ореолы ИМК и дать по ним достоверную прогнозную оценку территории.

Слабая проявленность минералогических признаков в Намана-Синском и Центрально-Якутском алмазоносных районах обусловлена недостаточной изученностью и крайне низкой шлихоминералогической информативностью раннеюрских морских терригенных коллекторов, а также неблагоприятной палеогеографической обстановкой. Таким образом, на сегодняшний день огромная по площади территория характеризуется лишь единичными находками ИМК.

Анализ геолого-геофизических материалов Чаро-Синской зоны глубинных разломов показал определённые черты сходства её позиции, строения и других особенностей с Вилюйско-Мархинской минерагенической зоной. Чаро-Синская зона, располагаясь на плече Патомско-Вилюйского авлакогена, отделяет Вилюйскую подвижную область от Алданского стабильного блока, что позволяет считать её, наряду с Вилюйско-Мархинской зоной, зоной краевых дислокаций, благоприятной для проявлений кимберлитового магматизма [2]. Разломы ЧСЗ, как и нарушения ВМЗ, «залечены» дайками основного и щёлочно-основного составов преимущественно среднепалеозойского возраста (см. рис. 5). Глубинные особенности территории также сопоставимы с северо-западным бортом Патомско-Вилюйского авлакогена. Мощность кристаллической коры варьирует в пределах 44–42 км. По геофизическим данным выделяются области по-

нижения магнитоактивной поверхности и участки разуплотнения пород кристаллического фундамента. Всё вышесказанное даёт возможность выделить Чаро-Синскую зону в качестве минерагенической и рассматривать её как перспективную по региональным и среднемасштабным (тектоническим, магматическим и др.) критериям для выявления новых алмазоносных районов и кимберлитовых полей.

Таким образом, Чаро-Синская минерагеническая зона наиболее перспективна для постановки ГРП первой стадии в целях обоснования перспектив выявления нового алмазоносного района. Эта задача весьма актуальна в программе воспроизводства МСБ на ближайшие 5–10 лет, когда ожидается снижение разведанных запасов алмазов. На первом этапе рекомендуется геолого-геофизическая подготовка площадей для проведения алмазопроисковых работ по юрскому обрамлению севера Алданской антеклизы.

Последовательность работ в Чаро-Синской зоне выглядит следующим образом.

1. Постановка дистанционного зондирования территории для выделения площадей с перспективами проявления кимберлитового магматизма.
2. Выполнение аэромагнитной съёмки м-ба 1:25 000 (АМС-25) для уточнения структуры тектонических узлов. Картирование региональных нарушений, секущих Чаро-Синскую зону, и выделение участков, благоприятных для локализации кимберлитовых полей.

3. Проведение маршрутных поисков по водотокам в районе размыва юрских базальных горизонтов с применением методики «ключевых точек» для наработки представительного количества кимберлитовых минералов.

4. Постановка АМС-10 (АМС-5) на участках проявленности комплекса прогнозно-поисковых признаков и критериев (структурно-тектонических, геофизических, минералогических) для нахождения аномалий трубчатого типа и их последующей заверки.

5. Детальные поиски и оценка при получении положительного результата.

Предлагаемые первоочередные геологоразведочные работы связаны с определёнными трудностями и рискованными финансовыми затратами, обусловленными недостаточной локализованностью поисковых площадей. В этой ситуации недропользователи не заинтересованы в финанси-

ровании работ ранних стадий, за исключением возможного варианта паритетного софинансирования с Роснедрами.

Итак, необходимость своевременного восполнения минерально-сырьевой базы требует вовлечения в изучение новых территорий. Для этого в первую очередь требуются обоснование перспектив новых территорий и локализация площадей под постановку поисковых работ. К наиболее перспективным на открытие новых коренных месторождений алмазов, на наш взгляд, относятся территории по обрамлению Патомско-Вилюйского аэлакогена – фланги Вилюйско-Мархинской зоны (Верхнемурбайская и Юлэгирская площади), а также Чаро-Синская зона глубинных разломов (выявление новых алмазоносных районов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владыкин Н.В. Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных–щелочных–карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 889–905.
2. Горев Н.И. Тектонические исследования при прогнозировании коренных источников алмазов // Алмазная геология в АК «АЛРОСА» – настоящее и будущее (геологи АК «АЛРОСА» к 50-летию юбилею алмазодобывающей промышленности России). Воронеж, 2005. С. 1175–1202.
3. Горев Н.И. Тектоническая позиция кимберлитовых районов и полей юга Якутской кимберлитовой провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 249–251.
4. Горев Н.И., Герасимчук А.В., Проценко Е.В., Толстов А.В. Тектонические аспекты строения Вилюйско-Мархинской зоны, их использование при прогнозировании кимберлитовых полей // Наука и образование. 2011. № 3. С. 5–10.
5. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами // Отечественная геология. 1996. № 10. С. 28–34.
6. Лоскутов Ю.И., Антипин И.И., Горев Н.И. Перспективы открытия алмазоносного кимберлитового поля, аналогичного Накынскому // Геология и минерагения Сибири. Новосибирск, 2010. С. 96–101.
7. Мишин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болознев В.И. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.
8. Полтарацкая О.Л. Некоторые особенности глубинного строения Якутской алмазоносной субпровинции по геоэлектрическим свойствам // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 284–286.
9. Проценко Е.В., Горев Н.И. Тектонические особенности размещения кимберлитовых тел и их использование при прогнозировании (на примере кимберлитовых полей Западной Якутии) // Руды и металлы. 2017. № 4. С. 62–69.
10. Смелов А.П., Павлушин А.Д., Толстов А.В., Олейников О.Б. Алмазная «Ласточка» Манчары // Наука из первых рук. 2012. № 3 (45). С. 20–25.
11. Толстов А.В., Князьков А.П., Яныгин Ю.Т. Предпосылки выявления новых месторождений алмазов на Вилюй-Мархинском междуречье // Мат-лы IV Региональной науч.-практ. конф. «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии», 09–11 июня 2014 г. Мирный, 2014. С. 217–220.

KIMBERLITE PROSPECTING CRITERIA AND NEW PROSPECTS FOR YAKUTIA PRIMARY DIAMOND POTENTIAL

E.V.Protsenko, A.V.Tolstov, N.I.Gorev
(Research Geological Enterprise (RGE) JSC ALROSA (PJSC), Mirny)

Yakutian diamondiferous province (YDP) is a major source of the Russian diamond production. The bulk of diamond prospecting is concentrated here. The areas where Lower Paleozoic kimberlite-hosting deposits are exposed or overlain by a thin sedimentary cover (>60% YDP area) have been studied satisfactorily. The available results preclude identification of new areas prospective for primary diamond sources there. Closed areas are of particular interest for exploration in YDP. In addition to Daldyn-Olenek deep-seated fault zone hosting major diamond deposits (Udachnaya, Aikhal, Yubileynaya pipes), the main potential for new deposit discovery is associated with areas located on Patom-Vilyui aulacogen sides. Vilyui-Markhin and Chara-Sin deep-seated fault zones are considered as mineragenetic ones. Major prospects for new diamond deposit discovery are associated with them.

Keywords: kimberlite fields, forecasting criteria, diamond prospecting, kimberlite-controlling zones.





НОВЫЙ ТИП КРУПНООБЪЁМНОЙ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

Приводятся геологическая характеристика и прогнозно-поисковые признаки перспективных рудопоявлений Южное, Буреминское, Магдококское, выявленных в пределах восточной части Енисейского кряжа. Существенно вкрапленно-рассеянный характер золотой минерализации, объёмные ореолы железо-магнезиальной карбонатизации и сульфидизации, согласные и субсогласные золотоносные минерализованные зоны-залежи, широкие слабоконтрастные шлиховые и литохимические ореолы, низкие средние содержания золота позволяют относить их к группе крупнообъёмных объектов золото-сульфидного типа. Для перспективных объектов выделяется объект-эталон, проводится сравнительный анализ основных прогнозно-поисковых признаков.

Ключевые слова: Енисейский кряж, перспективные рудопоявления, крупнообъёмная золото-сульфидная минерализация.

Поисковыми и прогнозно-ревизионными работами ФГБУ «ЦНИГРИ» на Енисейском кряже за последние годы обнаружена серия новых золоторудных проявлений, характеризующихся рядом общих геологических особенностей и прогнозно-поисковых признаков. Они расположены в восточной части Енисейского складчатого пояса в пределах слабо изученных рудно-россыпных узлов – Нижне-Чиримбинского (Южное проявление) и Тужимского (Буреминское, Магдококское) (рис. 1). Эта часть Енисейского кряжа долгое время считалась бесперспективной на выявление золоторудных объектов. Однако сейчас в связи с практически полным истощением типичных для Енисейского кряжа золото-кварцевых месторождений, а также богатых россыпей с крупным золотом восточный склон складчатого пояса привлекает всё большее внимание геологов и недропользователей.

Одной из особенностей исследуемой территории является наличие сравнительно мелких промышленных россыпей золота, отличающихся от большинства известных россыпей Енисейского кряжа тонкой и мелкой размерностью металла – преимущественно не более 0,1–0,3 мм. Отсутствие крупного россыпного золота, не встречающегося в сростках с кварцем, служит прямым признаком существенно золото-сульфидной рассеянной минерализации, что подтверждается данными прогнозно-поисковых работ.

В геолого-структурном плане изучаемые объекты приурочены к полосе развития системы Ишимбинского регионального рудоконтролирующего разлома и локализованы на расстоянии ~5–10 км восточнее её. Эта полоса отличается практически полным отсутствием интрузивных образований и распространением пород, метаморфизованных в хлорит-серицитовую субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Литолого-

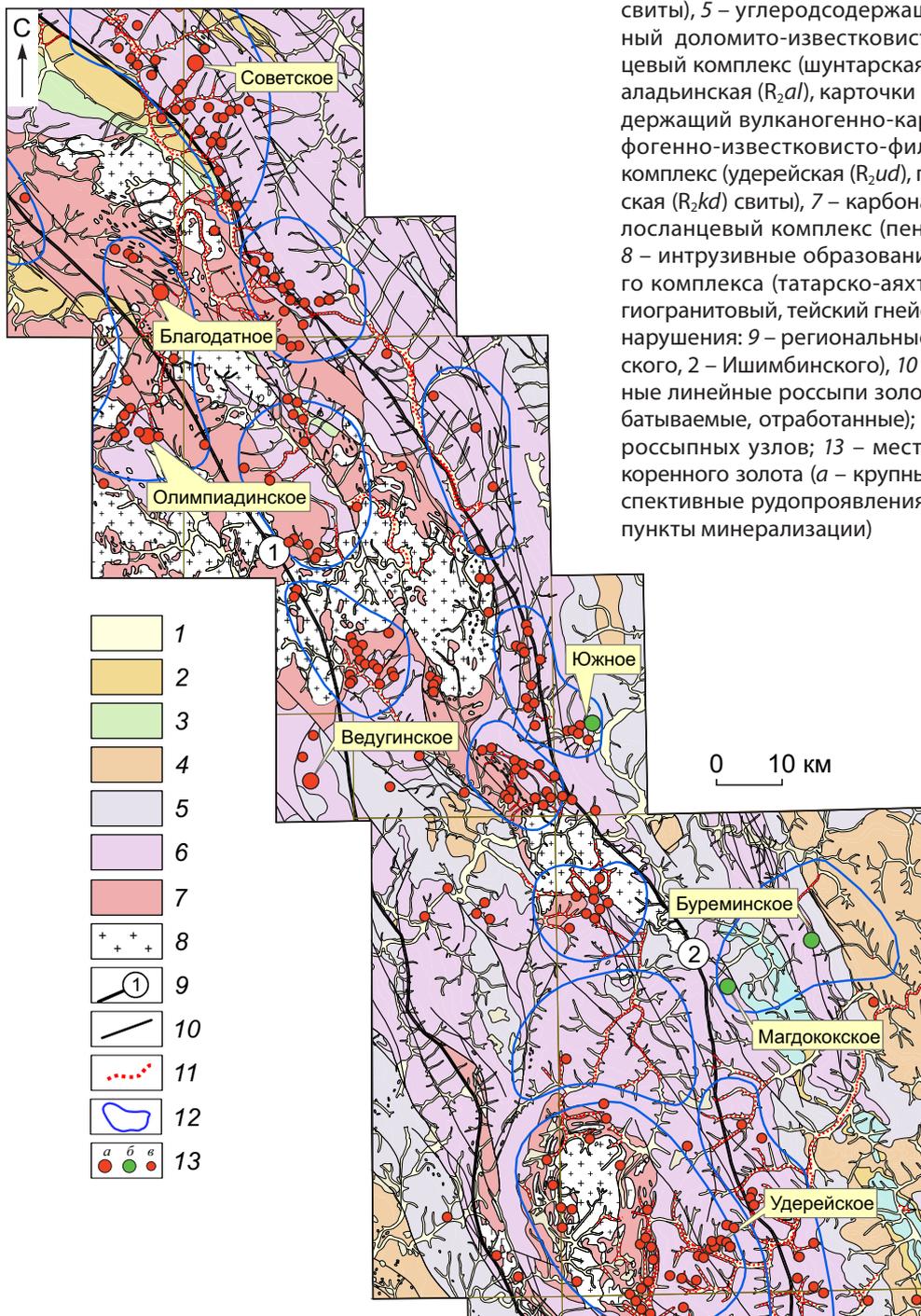
Мансуров Ринат Халитович

кандидат геолого-минералогических наук
и. о. зав. отделом методики ГРР
(прогноза, поисков и оценки)
mansurov@tsnigri.ru

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

Рис. 1. ОБЗОРНАЯ СХЕМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (с использованием данных ОАО «Красноярскгеолъёмка»):

стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения, 2 – карбонатно-терригенный известково-доломито-алеврито-песчаный пестроцветный комплекс (немчанская (*Vnm*), подъёмская (*Vpd*), суворовская (*Vsv*), мошаконская (*Vms*), чистяковская (*Vcv*), алёшинская (*Val*) свиты), 3 – карбонатно-терригенный известково-песчано-алеврито-сланцевый комплекс (чивидинская (*R_{3cv}*), карьерная (*R_{3krr}*), лопатинская (*R_{3lp}*) свиты), 4 – флиш-идный карбонатно-терригенный углеродсодержащий известково-песчано-сланцевый комплекс (сухохребтинская (*R_{3sh}*), горевская (*R_{3grv}*), морянихинская (*R_{3mr}*), дашкинская (*R_{3ds}*), нижеангарская (*R_{3na}*), мокринская (*R_{3mk}*), рыбинская (*R_{3rb}*), бореминская (*R_{3br}*), удоронская (*R_{3ud}*) свиты), 5 – углеродсодержащий карбонатно-терригенный доломито-известково-филлито-песчано-сланцевый комплекс (шунтарская (*R_{3sn}*), потоскуйская (*R_{3pt}*), аладвинская (*R_{2al}*), карточки (*R_{2kr}*) свиты), 6 – углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный туфогенно-известково-филлито-песчано-сланцевый комплекс (удерейская (*R_{2ud}*), горбилковская (*R_{2gr}*), кординская (*R_{2kd}*) свиты), 7 – карбонатно-терригенный кристаллосланцевый комплекс (пенченгинская свита (*PR_{2pn}*)); 8 – интрузивные образования плагиогранодиоритового комплекса (татарско-аяхтинский гранодиорит-плагиогранитовый, тейский гнейсо-гранитовый); разрывные нарушения: 9 – региональные зоны разломов (1 – Татарского, 2 – Ишимбинского), 10 – прочие; 11 – промышленные линейные россыпи золота (разведываемые, разрабатываемые, отработанные); 12 – контуры золоторудно-россыпных узлов; 13 – месторождения и проявления коренного золота (а – крупные месторождения, б – перспективные рудопроявления, в – мелкие проявления и пункты минерализации)



стратиграфический фактор определяется широким развитием среднерифейских карбонатно-терригенных отложений. Рудовмещающими являются удерейская (R_2ud), а также погорюйская (R_2pg), карточки (R_2kr) и аладьинская (R_2al) свиты. Две последние ранее не рассматривались как благоприятная среда для формирования золотой минерализации – их золотоносность установлена нами впервые.

Ниже даётся характеристика изученных рудопроявлений, определяются их основные прогнозно-поисковые признаки, а также проводятся типизация и сопоставление с выделяемым в качестве эталона месторождением.

Рудопроявление Южное находится в пределах Нижне-Чиримбинского золоторудно-россыпного узла Северо-Енисейского рудного района (см. рис. 1). Главная отличительная особенность рудопроявления – локализация в верхней части разреза углеродсодержащих терригенно-карбонатных отложений сухопитской серии среднего рифея (свиты аладьинская и карточки (R_2al+kr)). В структурном плане рудопроявление приурочено к рудоконтролирующей зоне рассланцевания протяжённостью >4 км и шириной ~1,5 км, вытянутой в субмеридиональном (северо-северо-западном) направлении [7] (рис. 2). Зона отличается интенсивной тектонической проработкой, смятием, интенсивным рассланцеванием, кливажом, а также осложнённой мелкой складчатостью высоких порядков и флексурными перегибами. Структурная позиция зоны обуславливается её локализацией в области динамического влияния Ишимбинской системы глубинных рудоконтролирующих разломов (в 6 км восточнее системы) в узле пересечения разрывных нарушений двух основных направлений: северо-северо-западного – разрывы, сонаправленные Ишимбинской системе разломов; диагонального северо-восточного – вероятно, пострудные осложняющие нарушения. Узел пересечения разрывов приурочен к пологопадающему (30–40°) восточному крылу антиклинальной складки первого порядка – Певунской горст-антиклинали.

Золотоносную минерализованную зону вмещают углеродсодержащие терригенно-карбонатные отложения объединённых свит аладьинской и карточки, представленных известняками, мраморизованными известняками, известковистыми доломитами с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев кварц-кальцит-

серицитового состава. Содержание углеродистого вещества составляет не более 0,5%.

Рудопроявление размещается в зоне развития хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма при отсутствии на рассматриваемой территории интрузивных образований.

Гидротермально-метасоматические изменения выражены главным образом в широко проявленных на участке развития складчато-разрывных деформаций (прожилково)-вкрапленной железо-магнезиальной карбонатизации (буршпатизации) с максимальной концентрацией в пределах минерализованной зоны и существенно рассеянно-вкрапленной сульфидизации.

Крупнообъёмная золотая минерализация представлена тонкой сульфидной вкрапленностью, достигающей 5–7% в пределах минерализованной зоны. 99% сульфидов – это мышьяковистый пирит, содержащий тонкодисперсное золото [7] (рис. 3). По данным опробования горных выработок минерализованная зона в первичных ореолах выявляется по содержанию $Au > 0,3$ г/т. Её средняя мощность ~200 м, представляет собой согласную залежь рассеянной сульфидной вкрапленности. Зона чётко выражена в слабоконтрастной аномалии золота во вторичных ореолах рассеяния (ВОР). По результатам анализа ICP-MS аномальное геохимическое поле (АГХП) золота сопровождается повышенными содержаниями во вторичных ореолах рассеяния As, W, Sb, Cu, Co и других элементов. С АГХП золота сопряжено аномальное поле марганца, вероятно, связанное с широко проявленной буршпатизацией.

В пределах минерализованной зоны отмечены эпицентры повышенных концентраций $Au (> 1,0$ г/т), отвечающие потенциально рудным зонам. Последние характеризуются увеличением вкрапленности сульфидов до 8–10%, а также наличием маломощных (не более первых десятков метров) секущих кварцевых жильно-прожилковых образований, распространённых весьма неравномерно. Содержания Au в потенциально рудных зонах по данным пробирного анализа в отдельных бороздовых пробах достигают 6,5 г/т.

Рудопроявление Буреминское расположено в ангарской части Енисейского кряжа на северо-восточном фланге Южно-Енисейского рудного района и входит в состав Тужимского рудного узла (см. рис. 1). Структурно-тектоническая позиция опреде-

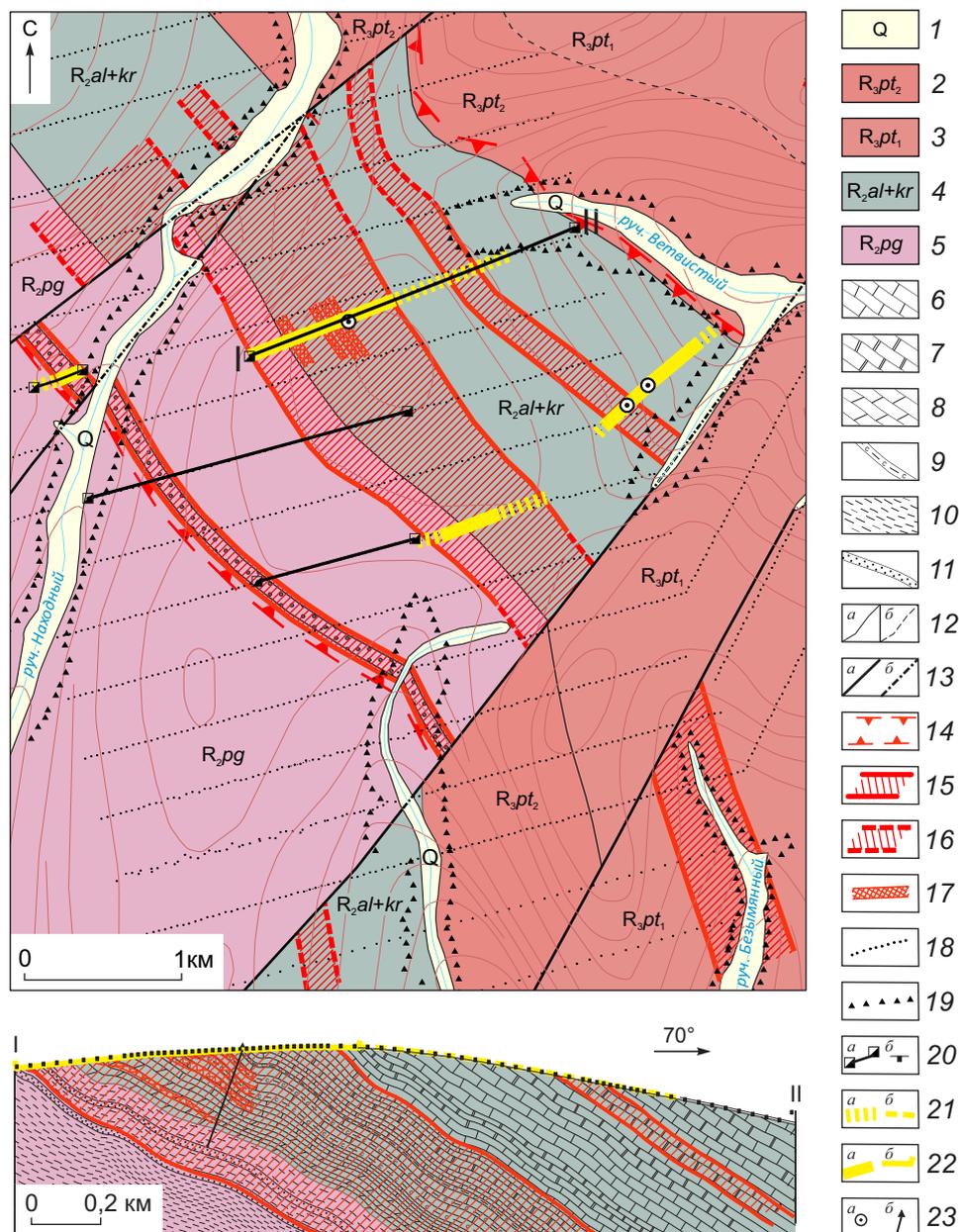


Рис. 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА И РАЗРЕЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЮЖНОЕ:

1 – четвертичные рыхлые отложения; углеродистые карбонатно-терригенные отложения рифея: тунгусикская серия, потоскуйская свита (2 – верхняя подсвита – глинистые сланцы с прослоями известняков, 3 – нижняя подсвита – алеврито-глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитов), сухопитская серия (4 – свиты аладыинская и карточки объединённые – известняки участками мраморизованные, известковистые доломиты с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев, 5 – погорюйская свита – алеврито-глинистые сланцы); литологические обозначения (на разрезе): б – известняки, 7 – мраморизованные известняки, 8 – известковистые доломиты, 9 – углеродсодержащие известковисто-глинистые сланцы, 10 – алеврито-глинистые сланцы, 11 – кварцитовидные песчаники с прослоями кварцитов; 12 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – рудоконтролирующая зона рассланцевания (на плане); 15 – установленные, 16 – предполагаемые; 17 – потенциально рудные зоны; 18 – точки литохимического опробования по ВОР; горные выработки: 19 – копуши глубиной 0,8–1,0 м, 20 – шурфы на плане (а), разрезе (б), 21 – бульдозерные расчистки глубиной 1 м на плане (а), разрезе (б), 22 – бульдозерные траншеи, пройденные до коренных пород, на плане (а), разрезе (б), 23 – скважины на плане (а), разрезе (б)

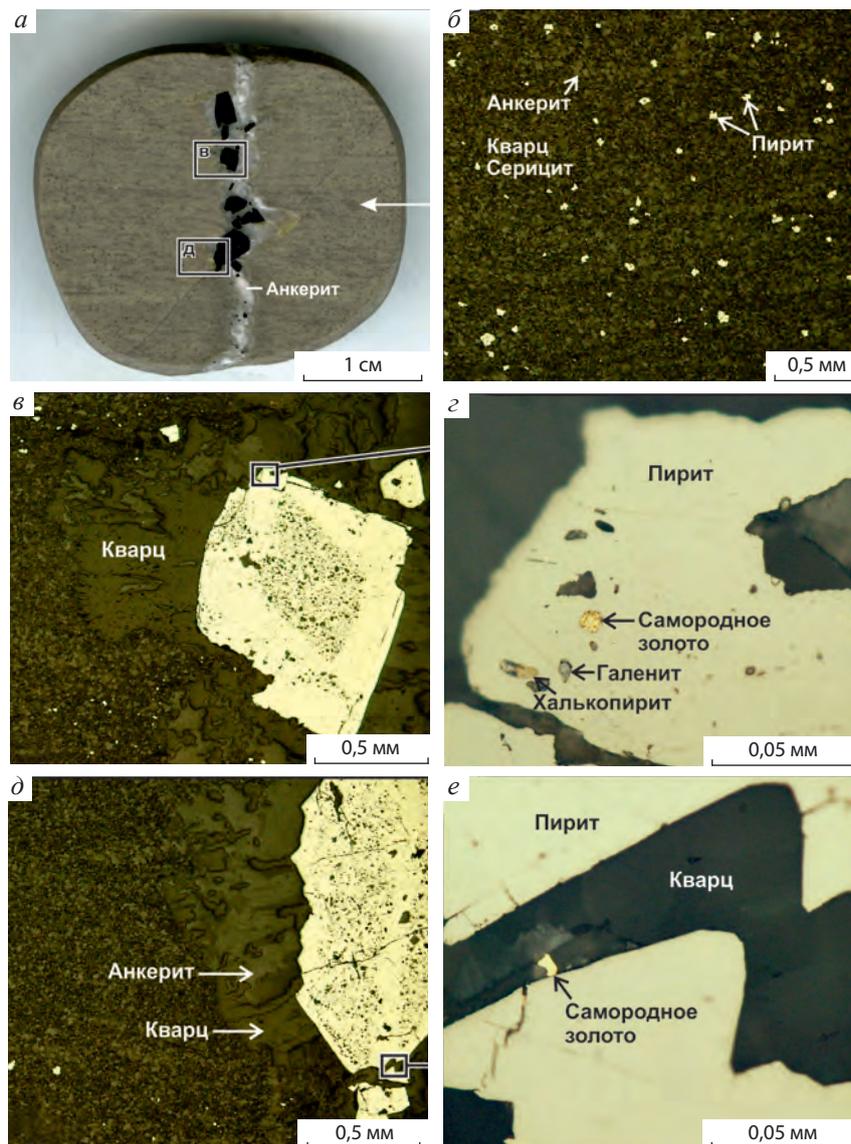


Рис. 3. ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АНКЕРИТ-КВАРЦ-СЕРИЦИТОВЫХ СЛАНЦАХ:

a – анкерит-пирит-кварцевый прожилок; *б* – рассеянная вкрапленность пирита-1 во вмещающих сланцах; *в*, *з* – сингенетичные включения халькопирита, галенита, самородного золота в кристалле пирита-2; *д*, *е* – выделение самородного золота в кварце

ляется положением в зоне сочленения двух крупных структур Енисейского кряжа – Центрального антиклинория и Ангаро-Питского синклинория восточнее зоны Ишимбинской системы рудоконтролирующих разломов. В пределах рудопроявления установлен крупный разлом северо-северо-западной ориентировки, вероятно, являющийся оперяющим к Ишимбинской системе разломом. К узлам сочленения поперечных северо-восточных разрывных нарушений с северо-северо-западным разло-

мом приурочена золотоносная минерализованная зона (рис. 4).

Согласно ориентированная рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций (расланцевания) рудопроявления Буреминское локализована в углеродисто-терригенной толще удерейской свиты среднего рифея (R_{2ud}). Основными вмещающими породами служат отложения среднеудерейской подсвиты – карбонат-кварц-серицитовые (известково)-алеврито-глинистые углерод-

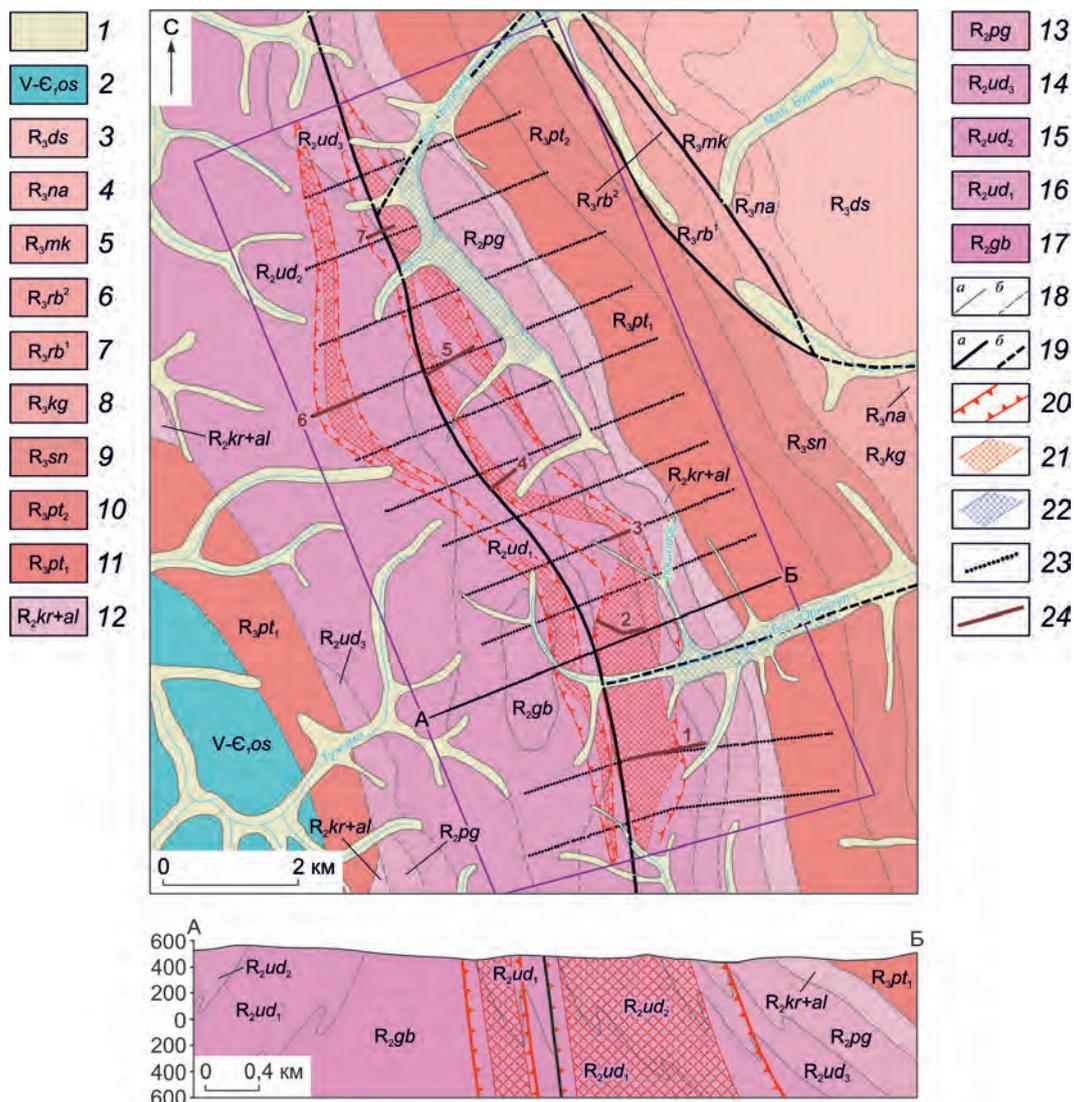


Рис. 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА И РАЗРЕЗ РУДОПРояВЛЕНИЯ БУРЕМИНСКОЕ:

1 – четвертичные отложения; 2–17 – стратифицированные отложения: 2 – островная свита (известковистые песчаники, доломиты, алевролиты), 3–17 – углеродистые карбонатно-терригенные отложения среднего–позднего рифея: ослянская серия (3 – дашкинская свита – известняки, мергели, аргиллиты, алевролиты, 4 – нижнеангарская свита – аргиллиты, алевролиты, кварцевые песчаники), киргитейская серия (5 – мокринская свита – хлоритовидные сланцы с прослоями алевролитов, 6, 7 – рыбинская свита: 6 – верхняя пачка – глинисто-хлоритовидные сланцы, 7 – нижняя пачка – глинистые сланцы), 8 – киргитейская серия нерасчленённая (известковистые аргиллиты, известняки), тунгусикская серия (9 – шунтарская свита – углисто-глинистые сланцы, известняки, 10, 11 – потоскуйская свита: 10 – верхняя подсвита – сланцы алевроито-глинистые, песчаники, 11 – нижняя подсвита – красноцветные глинистые сланцы, алевролиты), сухопитская серия (12 – свиты аладынская и карточки объединённые – метадоломиты, метаизвестняки, сланцы серицитовые известковистые, 13 – погорюйская свита – сланцы алевроито-глинистые, прослои кварцитовидных песчаников, 14–16 – удерейская свита: 14 – верхняя подсвита – сланцы глинистые филлитизированные, 15 – средняя посвита – сланцы серицит-хлоритовые, алевролиты, 16 – нижняя подсвита – сланцы глинистые, филлитовидные, алевроито-глинистые), 17 – горбилоская свита (кварц-хлорит-серицитовые сланцы, зеленовато-серые хлорит-серицитовые сланцы)); 18 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 19 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 20 – рудоконтролирующие зоны складчато-разрывных деформаций; 21 – золотоносные минерализованные зоны; 22 – промышленные россыпи золота; 23 – точки литохимического опробования по ВОР (глубина 0,6 м); 24 – линии проходки копушей (глубина 1,0–1,2 м, интервал 40 м) с комплексом литохимического по ВОР, шлихового, сколкового и штуфного опробования элювиально-делювиальных отложений

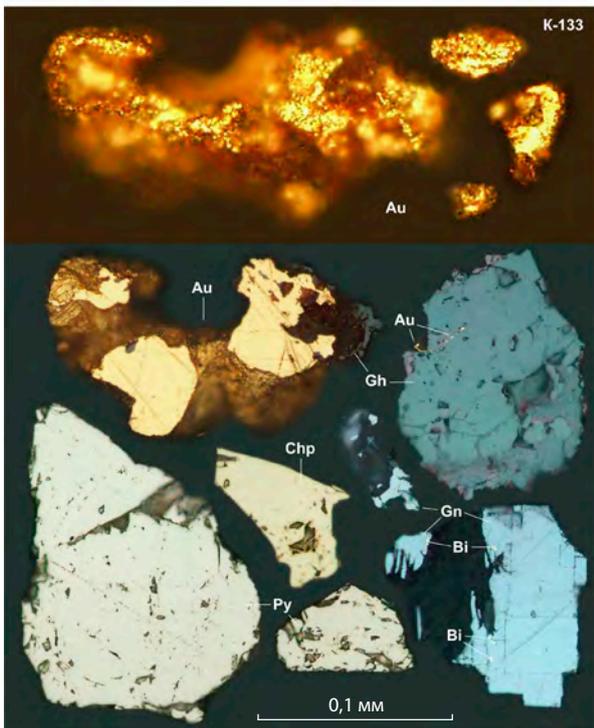


Рис. 5. ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БУРЕМИНСКОЕ:

Py – пирит, Chp – халькопирит, Gn – галенит, Gh – гётит, Bi – самородный висмут, Au – самородное золото

содержащие сланцы. Площадь рудопроявления амагматична – ближайший интрузивный массив выходит на поверхность в 16 км западнее его.

Рудопроявление Буреминское приурочено к зоне развития хлорит-серицитовая субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма с проявлением хлоритизации, мусковитизации, серицитизации и вновь образованных пирита, сидерита и других низкотемпературных минералов. Хлорит-серицитовая субфация многими исследователями [1, 4] рассматривается в качестве благоприятной среды для промышленного золотого оруденения крупнообъемного (прожилково)-вкрапленного типа.

В пределах рудоконтролирующей зоны складчато-разрывных деформаций широко распространены гидротермально-метасоматические процессы, главным образом сульфидизация и бурошпатизация. Последняя, наряду с сульфидизацией, – косвенный признак, свидетельствующий о наличии золоторудного процесса [3]. (Прожилково)-вкрапленная бурошпатовая и вкрапленная сульфидизация,

сопутствующие друг другу, образуют широкий (до 1 км) протяжённый (до 10 км) ореол. Содержание железо-магнезиальных карбонатов и сульфидов суммарно достигает 50–60%. Кварцевая жильно-прожилковая минерализация проявлена весьма неравномерно и наблюдается в основном в пределах наиболее минерализованных участков.

Золотоносная минерализованная зона, выявленная в области складчато-разрывных деформаций (см. рис. 4), имеет мощность от 150 м в северной части до 1300 м в южной. Прослеженная протяжённость достигает 10 км. Зона представляет собой субсогласную залежь линейно-изометрического строения.

В северной и южной частях рудопроявления Буреминское установлены два крупных АГХП золота. В их пределах по содержаниям Au от 0,1 г/т выделяются несколько золотоносных минерализованных зон. Зоны чётко прослеживаются в северо-северо-западном направлении, согласно простиранию вмещающих пород. Протяжённость аномалий >2 км, мощность от 50 до 400 м. В границах золотоносных минерализованных зон выявляются «стержневые» маломощные протяжённые ореолы золота в ВОР с содержаниями Au >0,3 г/т.

Среди сопутствующих элементов чётко проявлены аномальные поля серебра в ВОР, приуроченные к периферийным участкам АГХП золота. Аномалии золота практически в точности совпадают с АГХП марганца. Природа последних, наиболее вероятно, связана с интенсивным развитием марганецсодержащей железо-магнезиальной карбонатизации в пределах минерализованных зон. Содержание золота в первичных ореолах по результатам сколкового опробования до 0,75 г/т в пределах АГХП. В тяжёлых фракциях протоочных проб присутствует самородное золото размером от 0,02 до 0,2 мм (рис. 5).

По данным ICP-MS-анализа содержание Bi составляет ~85 г/т в первичных ореолах, а в тяжёлой фракции протоочных проб – 300 г/т при фоновых концентрациях свинца. Наличие висмутовой (редкометалльной) минерализации позволяет предположительно связать концентрирование золота не только с метаморфогенными и (или) гипергенными процессами, но и допустить участие в минералообразовании флюидов гранитогенной природы. В этом случае перспективы выявленной золотоносной зоны значительно возрастают, поскольку

помимо «местного» источника золота возможно его поступление из более глубоких горизонтов с формированием полигенного оруденения.

Два наиболее интенсивных и обширных АГХП золота, вероятно, приурочены к участкам растворовыводящих каналов, наиболее перспективных для поисков. Определённые признаки эпигенетических плутонометаморфических рудообразующих процессов позволяют предполагать возможное наличие в пределах рудопроявления золотого оруденения с промышленными параметрами.

Рудопроявление Магдококское размещается в восточной части Енисейского кряжа в пределах Тужимского прогнозируемого рудного узла (см. рис. 1). В структурном плане исследуемая площадь приурочена к зоне влияния системы Ишимбинского регионального рудоконтролирующего разлома, так как находится в 4 км восточнее от его осевой зоны. Площадь сформирована отложениями терригенной сухопитской серии среднего рифея, карбонатно-терригенной тунгусикской серии верхнего рифея, а также терригенно-карбонатными отложениями венда-кембрия. Интрузивные образования отсутствуют, ближайший интрузивный массив (гранитоиды Татарско-Аяхтинского пояса) расположен в 7 км к северо-западу. Рудопроявление локализовано в зоне развития хлорит-серицитово-субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций рудопроявления охватывает большую часть поля распространения отложений среднеудерейской подсвиты и выделяется ореолом развития слабо проявленной бурошпатизации, выраженной в редкой умеренной тонкой вкрапленности и тонких прожилках и просечках, ориентированных преимущественно согласно и по сланцеватости (45–55°). Простираение зоны согласно и субсогласное и, вероятно, контролируется системой продольных северо-северо-западных разрывных нарушений (рис. б).

На рудопоявлении выделяются потенциально золотоносные минерализованные зоны, характеризующиеся невыдержанным извилистым строением. Главный критерий выделения зон – интенсивное проявление гидротермально-метасоматических изменений, выраженных в достаточно густой тонкой вкрапленности бурого шпата (от 2–3 до 10–12% и более), тонких разноориентированных прожилках бурого шпата, часто кварц-бурошпат-суль-

фидного состава, а также окварцевании, серицитизации и брекчировании вмещающих пород. При этом сульфидная минерализация (в основном пирит) развита весьма неравномерно и представлена крупными полуокисленными кристаллами в кварцевой «рубашке», а также тонкой вкрапленностью окисленного пирита. Кроме того, часто наблюдаются реликты вытянутых столбчатых окисленных кристаллов, наиболее вероятно, арсениопирита.

Потенциально золотоносная минерализованная зона 1 – наиболее мощная, в участках раздвигания её мощность достигает 900 м. Протяжённость превышает 5 км. Характерная особенность этой зоны – интенсивные тонкая вкрапленность бурого шпата и окварцевание вмещающих пород. Содержание золота в шлиховых пробах составляет 17 знаков металла на пробу. Знаковое золото тонкое, мелкой размерности (0,1–0,5 мм). Не окатанное золото преимущественно интерстициальное и цементационное, а также трещинно-прожилковое.

Зона 2 характеризуется малой мощностью (не более 150 м), но значительной протяжённостью – прослежена более чем на 3 км. Основными признаками зоны являются значительное (2–3% и более) содержание полуокисленной вкрапленности кубического пирита, прожилковая кварц-бурошпатовая минерализация. Кроме того, отмечается наличие крупной (7х7 мм) оолитоподобной вкрапленности бурого шпата.

Зона 3 представлена достаточно мощной (до 350 м) зоной брекчирования вмещающих пород. Её отличительная особенность – практически полное отсутствие вкрапленной минерализации. При этом весьма распространена бурошпатовая тонкая прожилково-просечковая минерализация – прожилки, как правило, разноориентированы. Присутствует редкая прожилковая кварцевая минерализация, представленная извилистыми деформированными прожилками серого полупрозрачного кварца. Для зоны характерны серицитизация, выраженная в осветлении вмещающих пород, и умеренное окварцевание.

Бурошпатизация – постоянно проявленный признак в пределах минерализованных зон. Вкрапленность бурого шпата, как правило, очень тонкая (<0,5 мм) и диагностируется в маршрутах лишь при помощи лупы. В среднем размер вкрапленности составляет 0,05–0,15 мм.

Результаты исследования новых перспективных рудопоявлений позволяют выделить их ос-

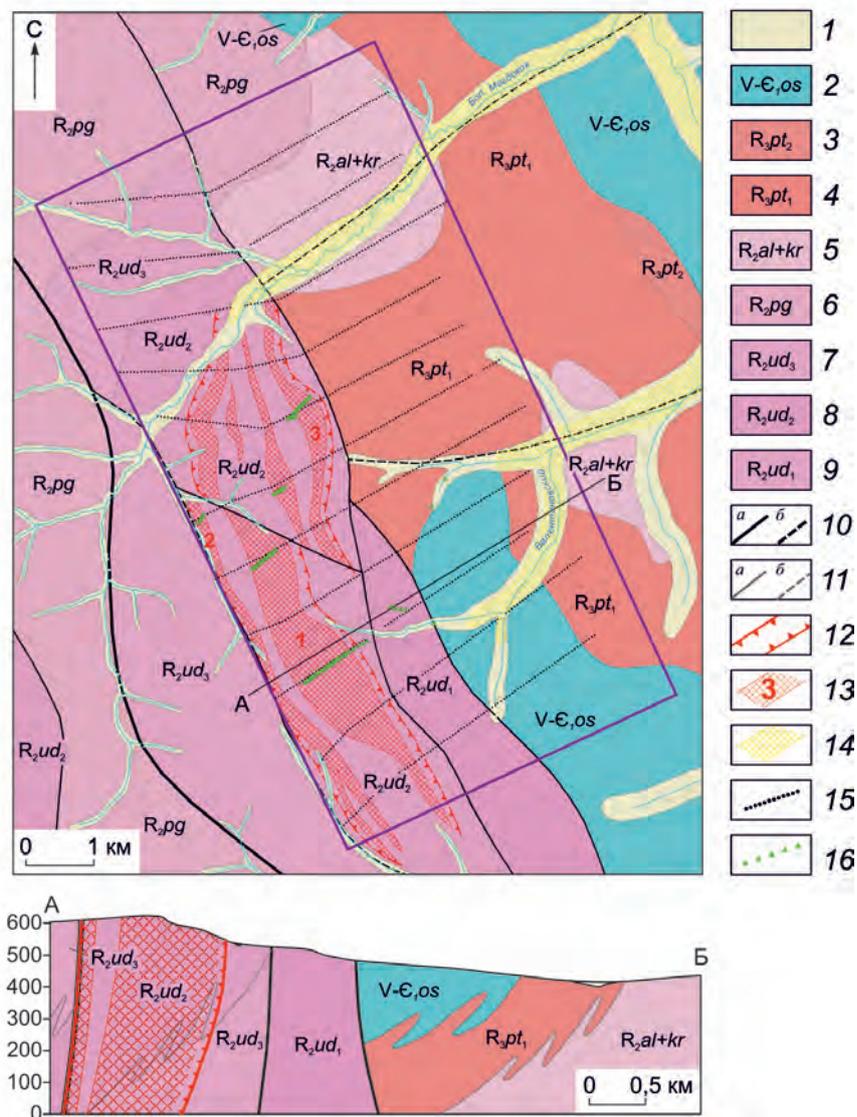


Рис. 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА И РАЗРЕЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МАГДОКОКСКОЕ:

1 – четвертичные отложения; 2–9 – стратифицированные отложения: 2 – островная свита, венд–кембрий (известковистые песчаники, доломиты, алевролиты), 3–9 – углеродистые карбонатно-терригенные отложения среднего–позднего рифея: 3, 4 – тунгусикская серия (потоская свита: 3 – верхняя подсвита – сланцы алевроито-глинистые, песчаники, 4 – нижняя подсвита – красноцветные глинистые сланцы, алевролиты), 5–9 – сухопитская серия (5 – свиты аладынская и карточки объединённые – метадоломиты, метаизвестняки, сланцы серицитовые известковистые, 6 – погорюйская свита – сланцы алевроито-глинистые, прослои кварцитовидных песчаников, 7–9 – удерейская свита: 7 – верхняя подсвита – сланцы глинистые филлитизированные, 8 – средняя посвита – сланцы серицит-хлоритовые, алевролиты, 9 – нижняя подсвита – сланцы глинистые, филлитовидные, алевроито-глинистые); разрывные нарушения: 10 – зона системы Ишимбинского регионального рудоконтролирующего разлома (а – установленная, б – предполагаемая), 11 – прочие: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – предполагаемая рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций, выделяемых по ореолам (прожилково)-вкрапленной железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной минерализации; 13 – предполагаемые золотоносные минерализованные зоны, выделяемые по ореолам интенсивной прожилково-вкрапленной железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной минерализации, жильно-прожилковой кварцевой минерализации, зонам брекчирования; 14 – промышленные россыпи золота; 15 – геолого-поисковые маршруты с точками литохимического опробования по ВОР (глубина 0,4–0,6 м); 16 – линии проходки копушей (глубина 1,0 м, интервал 40–80 м) с комплексом литохимического по ВОР, шлихового и сколкового опробования элювиально-делювиальных отложений

новые прогнозно-поисковые признаки (таблица). Из таблицы видно, что рудопроявления обладают рядом общих геологических особенностей. Это, прежде всего, существенно вкрапленный рассеянный характер золотой минерализации, формирующей крупнообъемные минерализованные зоны-залежи, с низкими концентрациями металла. Кроме того, обращает на себя внимание локализация рудопроявлений в зоне геодинамического влияния Ишимбинской региональной системы рудоконтролирующих разломов. Важным установленным фактом является золотоносность углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложений восточнее осевой части системы разломов. Подавляющее большинство известных на сегодняшний день золоторудных объектов локализуются в узкой полосе (мощностью 30–40 км) между Татарской и Ишимбинской системами разломов.

Изученные проявления приурочены к области развития хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Одна из геологических особенностей – отсутствие интрузивных образований на площади рудопоявления. Тем не менее, наличие выходов гранитоидов Татарско-Аяхтинского комплекса в 5–10 км от рудопоявления не исключает пространственной связи золотой минерализации с магматическими образованиями. Кроме того, на площади рудопоявления Южное по данным геофизических исследований предполагается существование интрузивного массива на глубине до 2 км, о чём свидетельствует крупная отрицательная аномалия поля силы тяжести.

Литолого-стратиграфический фактор по результатам проведенных исследований не является определяющим. Подтверждается роль удерейской свиты как благоприятной среды для формирования золотой минерализации. Но вместе с этим, впервые установленная золотоносность углеродсодержащих терригенно-карбонатных отложений свит аладынской и карточки позволяет предполагать, что в прогнозно-поисковые построения могут быть вовлечены не только ранее известные потенциально золотоносные литолого-стратиграфические уровни.

Важнейший прогнозно-поисковый признак – широко проявленная бурошпатизация, безусловно, служит одним из основных факторов формирования золотой минерализации на исследуемых рудопоявлениях. Наряду с бурошпатизацией, к

прямым прогнозно-поисковым признакам относится существенно рассеянная вкрапленная сульфидная минерализация, образующая слабоконтрастные мощные протяжённые ореолы.

Аномальные геохимические поля золота сопряжены с ареалами развития аномальных полей марганца, очевидно, связанных с широко проявленной бурошпатизацией. Важный признак, указывающий на золото-сульфидный характер минерализации, – формирование слабоконтрастных шлиховых ореолов золота с тонкой и мелкой размерностью.

На основании геофизических данных определен новый прогнозно-поисковый признак, заключающийся в приуроченности крупнообъемных золотоносных минерализованных зон к участкам «распада» (разрушения) структуры аномального градиентного рисунка магнитного поля, выраженным в преобразовании пирротина в пирит.

Таким образом, выполненные исследования дали возможность выделить новый тип крупнообъемных золото-сульфидных объектов на Енисейском кряже – «восточно-енисейский» – в углеродсодержащем терригенно-карбонатном комплексе с наложенной золото-кварцевой минерализацией вне установленной связи с интрузивным магматизмом.

По совокупности особенностей геологического строения, составу вмещающих пород, типу золотой минерализации наиболее близким аналогом рассматриваемых рудопоявлений является месторождение Олимпиадинское, точнее, его первичные ранние крупнообъемные рассеянно-вкрапленные бедные золото-сульфидные руды [5]. Прежде всего, следует отметить терригенно-карбонатный состав вмещающих отложений на сопоставляемых объектах и отсутствие чётко выраженной метасоматической зональности. Вкрапленные руды Олимпиадинского месторождения вмещают изменённые терригенно-карбонатные породы, сложенные карбонатами (преимущественно железистым кальцитом), кварцем и слюдами с примесью хлорита и углеродистого вещества [2, 6]. Минерализованная зона рассеянной сульфидной вкрапленности рудопоявления Южное локализована в существенно карбонатных изменённых (серицитизация, железо-магнезиальная карбонатизация) породах – карбонат-серицитовых сланцах, известняках с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев. Золотая минерализация рудопоявления Буреминское и Магдококское приуроче-

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКОВ ОЛИМПИАДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ [8]
И ПЕРСПЕКТИВНЫХ РУДОПРояВЛЕНИЙ**

Признаки	Эталонное месторождение	Перспективные рудопроявления		
	Олимпиадинское	Южное	Буреминское	Магдококское
1	2	3	4	5
Тектонические	Тейско-Татарская металлогеническая зона, Енашимо-Верхне-Ерудинская подзона	Чернореченско-Каменская металлогеническая зона, Северо-Енисейско-Ишимбинская подзона	Чернореченско-Каменская металлогеническая зона, граница Северо-Енисейско-Ишимбинской и Ангаро-Питской подзон	
Геолого-структурные	Зона геодинамического влияния Татарского северо-северо-западного разлома в узле сочленения с разрывами субширотной ориентировки; призмковая часть Медвежинской антиклинали; провис кровли гранитоидного массива	Зона геодинамического влияния Ишимбинского северо-северо-западного разлома в узле пересечения и сочленения с разрывами северо-восточной и субширотной ориентировки; восточное пологое крыло Певунской антиклинали	Зона геодинамического влияния Ишимбинского северо-северо-западного разлома в узле сочленения с разрывами северо-восточной ориентировки; приядерная часть Ишимбинской антиклинали	Зона геодинамического влияния Ишимбинского северо-северо-западного разлома в узле сочленения с разрывами субширотной ориентировки; западное крыло Ишимбинской антиклинали
Литолого-стратиграфические	Углеродсодержащий карбонатно-терригенный комплекс, кординская свита (R ₁ kd), среднекординская подсвита – слюдисто-кварц-карбонатные сланцы с прослоями известняков	Углеродсодержащий терригенно-карбонатный комплекс, свиты аладынская и карточки (R ₂ al+kr) – карбонат-кварц-серицитовые сланцы с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев	Углеродсодержащий карбонатно-терригенный комплекс, удерейская свита (R ₃ ud), среднеудерейская подсвита – карбонат-кварц-серицитовые углеродсодержащие сланцы	
Метаморфические	Зона биотитовой ступени зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, возрастающего до эпидот-амфиболитовой фации	Зона хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма		
Гидротермально-метасоматические	1. Высокотемпературные контактово-метасоматические изменения (грейзенизация, скарнирование и др.) 2. Ореолы вкрапленной сульфидизации 3. Околорудные изменения березитового типа	1. Ореолы вкрапленной сульфидизации и прожилково-вкрапленной железомagneзиальной карбонатизации 2. Околорудные пирит-кварц-серицитовые изменения	1. Ореолы вкрапленной сульфидизации и железомagneзиальной карбонатизации 2. Локальные околорудные сульфидно-кварц-серицитовые изменения	1. Ореолы (прожилково)-вкрапленной железомagneзиальной карбонатизации и рассеянной вкрапленной сульфидизации 2. Локальные сульфидно-кварц-серицитовые изменения
Минералогические	Нерудные минералы – кварц, карбонаты, слюды (мусковит, серицит, биотит), хлорит Рудные минералы – арсенопирит, пирротин, пирит, бертьерит, золото	Нерудные минералы – кварц, серицит, железомagneзиальные карбонаты, кальцит, хлорит Рудные минералы – мышьяковистый пирит, редко пирротин, халькопирит, золото	Нерудные минералы – серицит, железомagneзиальные карбонаты, хлорит, кварц Рудные минералы – пирит, редко пирротин, золото	Нерудные минералы – серицит, железомagneзиальные карбонаты, кварц Рудные минералы – пирит, редко арсенопирит, золото
Морфология минерализованных зон и рудных тел	1. Крупнообъемная зона-залежь бедных рассеянных вкрапленных первичных золото-сульфидных руд (до 3,0 г/т) 2. Золото-сурьмяные богатые (>3,0 г/т) жильно-прожилковые зоны	1. Крупнообъемная субогласная минерализованная зона-залежь бедной (0,3–1,0 г/т) рассеянной золото-сульфидной вкрапленности 2. Маломощные секущие жильно-прожилковые зоны с высокими (до 6,5 г/т) содержаниями золота	1. Крупнообъемная минерализованная зона рассеянной сульфидной вкрапленности (содержание золота 0,1–0,3 г/т) 2. Маломощные жильно-прожилковые секущие зоны (содержание золота 0,3–0,75 г/т)	1. Крупнообъемная минерализованная зона рассеянной сульфидной вкрапленности 2. Редкие маломощные жильно-прожилковые секущие зоны и зоны брекчирования

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
Минералого-геохимические	1. Широкие слабоконтрастные АГХП золота в ВОР и элементов-спутников (сурьма, мышьяк, вольфрам) 2. Широкие слабоконтрастные шлиховые ореолы с тонким и мелким золотом – первые десятки, редко сотни знаков металла на шлиховую пробу	1. Широкие (до 400 м) АГХП золота в ВОР (0,01–0,1 г/т); с АГХП золота совмещены аномальные поля мышьяка, марганца; по периферии АГХП золота – ореолы цинка 2. Слабоконтрастные выдержанные широкие шлиховые ореолы тонкого и мелкого золота; содержание металла на шлиховую пробу 3–5 знаков, редко более в пределах минерализованной зоны	1. Широкие (до 300 м) АГХП золота в ВОР с содержаниями 0,01–0,1 г/т; по периферии АГХП золота – аномалии серебра, марганца 2. Широкие слабоконтрастные шлиховые ореолы тонкого и мелкого золота (0,1–0,6 мм) с невысоким содержанием металла 3–5 знаков на шлиховую пробу в пределах минерализованной зоны	1. Нет данных 2. Широкие (>300 м) слабоконтрастные (3–5 знаков золота на шлиховую пробу) шлиховые ореолы тонкого и мелкого (не более 0,3 мм) золота в пределах потенциально золотоносных минерализованных зон
Геофизические	1. Положительные аномалии магнитного поля 2. Слабо отрицательные аномалии поля силы тяжести	1. Зона «распада» структуры градиента магнитного поля – слабopоложительная аномалия 2. Локальная отрицательная аномалия поля силы тяжести – интрузивный гранитоидный массив на глубине до 2 км	1. Зона «распада» структуры градиента магнитного поля – слабopоложительная аномалия 2. Слабopоложительная аномалия поля силы тяжести	1. Неконтрастная зона слабopоложительного и слабopотрицательного магнитных полей 2. Слабopоложительная аномалия поля силы тяжести

на к карбонатсодержащим бурошпатизированным карбонат-кварц-серицитовым сланцам.

Гидротермально-метасоматические изменения представлены объёмными ореолами серицитизации, вкрапленной сульфидизации и прожилково-вкрапленной карбонатизации, в том числе железо-магнезиальной. Первичные вкрапленные руды Олимпиадинского месторождения и золотую минерализацию рудопроявлений Южное, Буреминское и Магдококское объединяет тесная ассоциация золота с сульфидами (арсенопиритом и (или) мышьяковистым пиритом), в которых оно находится в тонкодисперсной и субмикроскопической формах [8]. Состав руд, как правило, полисульфидный. Главные рудные минералы – пирит, арсенопирит, реже пирротин. Сульфидная минерализация всех рассматриваемых объектов обладает повышенной мышьяковистостью.

В заключение перечислим важнейшие прогнозно-поисковые признаки выявленного на Енисейском краже восточно-енисейского типа крупнообъёмных золото-сульфидных объектов:

- приуроченность к оперяющим к Ишимбинской системе разломов продольным северо-северо-западным разрывным нарушениям в зонах их пересечения или сочленения с северо-восточными и субширотными разломами высоких порядков;

- среднерифейский литолого-стратиграфический уровень разреза, представленный углеродсодержащими карбонатно-терригенными отложениями;
- отсутствие выходов на дневную поверхность интрузивных образований; возможно наличие интрузивных массивов на глубине до 2 км;
- отсутствие чётко выраженной гидротермально-метасоматической зональности, преобладание процессов бурошпатизации и рассеянно-вкрапленной сульфидизации, обуславливающих образование крупнообъёмных слабоконтрастных ореолов;
- формирование крупнообъёмных зон-залежей золото-сульфидных минерализованных зон с существенно вкрапленным характером минерализации;
- низкие средние содержание золота в первичных ореолах;
- слабоконтрастные вторичные ореолы рассеяния золота и элементов-спутников, сопряжённые с ними ореолы развития аномальных полей марганца;
- слабоконтрастные шлиховые ореолы золота с тонкой и мелкой размерностью;
- зоны «распада» структуры аномального магнитного поля.

Изученные перспективные рудопроявления рекомендуются для постановки детализационных поисковых работ в целях выявления промышленных рудных зон в пределах локализованных золотоносных минерализованных зон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. – Новосибирск: Наука, 1975.
2. Геологическое строение золоторудных месторождений и опыт геологического обслуживания сырьевой базы компании «Полюс» в Красноярском крае / В.К.Совмен, Ю.М.Страгис, А.А.Плеханов и др. – Красноярск: Полюс, 2009.
3. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2017.
4. Иванов А.И. Роль метаморфизма в золотом рудообращении в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных комплексах на примере Байкало-Патомской металлогенической провинции и его отражение в прогнозно-поисковых моделях // Тез. докл. науч.-практ. конф. «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов – состояние и перспективы». М., 2015. С. 61–62.
5. Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах: Автореф. дисс... д-ра геол.-минер. наук. – М., 2017.
6. Ли Л.В. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003.
7. Мансуров Р.Х., Кряжев С.Г., Зеликсон Б.С. Минералогическо-геохимические особенности рудопроявления Южное, Енисейский кряж // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 55–66.
8. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 1999.

NEW TYPE OF LARGE-TONNAGE GOLD MINERALIZATION WITHIN THE YENISEI RIDGE

R.Kh.Mansurov
(Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow)

A series of prospective ore occurrences (Yuzhnoe, Bureminskoe, Magdokokskoe) has been detected for the first time within the eastern underexplored part of the Yenisei Ridge. The paper discusses geological characteristics of the ore occurrences, their forecasting and prospecting features are distinguished. The ore occurrences are characterized by a number of features (substantially disseminated gold mineralization, conformable and subconformable gold-bearing mineralized zones-deposits, wide low-contrast concentrate and lithochemical halos, low average gold content), allowing to regard them as a group of large-tonnage gold-sulphide type deposits. The reference deposit for prospective deposits is distinguished. A comparative analysis of the main prospecting features is carried out.

Key words: the eastern part of the Yenisei Ridge, prospective gold ore occurrences, large-tonnage gold-sulphide mineralization.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕДНО- ПОРФИРОВЫХ ШТОКВЕРКОВ И ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Рассмотрены морфология и обстановки формирования медно-порфировых штокверков. Показано, что формы штокверков и рудных тел зависят от морфологии рудоносных порфировых интрузивов и петрофизических характеристик вмещающих сред. Наличие малопроницаемых толщ в верхах рудно-магматических систем влияет на форму порфировых интрузивов и сопряжённых с ними рудоносных штокверков. Способность рудовмещающих пород к хрупким или пластичным деформациям, наряду с флюидонасыщенностью, исходной металлоносностью и размерами рудоносных магматических тел, определяет масштабы рудогенерирующих гидротермальных систем и в итоге запасы формирующихся медно-порфировых месторождений.

Ключевые слова: медно-порфировые месторождения, морфология, рудные тела, рудно-магматические системы, петрофизические характеристики, порфировые интрузивы, штокверки.

Месторождения медно-порфирового семейства (Au-Cu-, Au-Mo-Cu-, Cu-Mo-порфировые) локализованы во внутренних частях рудно-магматических систем (РМС) «порфирового» типа вулканоплутонических поясов (ВПП). Штокверковые руды этих объектов сосредоточены в эндо-экзоконтактовых зонах гипабиссальных и субвулканических порфировых интрузивов (штоков, даек), которые представляют собой завершающие фазы продуктивных плутоногенных формаций и нередко являются апофизами находящихся на глубине крупных магматических тел. Практика геолого-разведочных работ последних десятилетий в ряде стран Южной Америки (Чили, Перу, Аргентина, Боливия), Европы (Венгрия, Сербия, Болгария), Азии (Турция), Юго-Восточной Азии (Филиппины, Папуа-Новая Гвинея, Индонезия) показала, что такие системы обладают комплексной металлогенией. В их верхних периферийных частях, обычно в комагматичных вулканитах (туфовых и лавовых фациях, субвулканических телах, экструзивных куполах), при малом или умеренном уровнях эрозии нередко отмечаются эпитермальные Au-Cu или Au-Ag месторождения жильного, жильно-прожилкового, иногда стратоидного залежного типов. Во фланговых зонах, в фанеритовых интрузивах основных фаз рудоносных формаций или в более древних вулканогенных, осадочных и иных породах субстрата ВПП присутствуют золото-полисульфидные жильные месторождения, а при наличии карбонатных толщ – проксимальные Au-Cu, реже дистальные Pb-Zn скарновые объекты. Как показано в публикациях А.И.Кривцова, В.А.Коваленкера, Д.Кука, П.Холлинга, Г.Корбе, Т.Лича, Р.Силлитоу и др., основным источником рудного вещества месторождений перечисленных типов служат магматические очаги, продуцирую-



Звездов Вадим Станиславович

кандидат геолого-минералогических наук
заведующий отделом металлогении
metallogeny@yandex.ru

Мигачёв Игорь Фёдорович

доктор геолого-минералогических наук
главный научный сотрудник
mifigor@rambler.ru

Минина Ольга Васильевна

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

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



щие рудоносные интрузивные и вулканогенные формации, что не исключает возможности его заимствования из вмещающих пород с регенерацией более древних руд.

Медно-порфировые штокверки и рудные тела, выделяемые по промышленным кондициям в их пределах, а также зоны рудовмещающих метасоматитов по форме в большинстве случаев подчинены морфологии рудоносных порфировых интрузивов. Их контуры в первом приближении «повторяют» контакты этих интрузивов – как боковые, так и апикальные. Промышленные руды сосредоточены во внутренних частях РМС – обычно в биотит-калишпатовой (биотитовой) и наложенной на неё филлизитовой метасоматических зонах – между их центральными слабооруденелыми подрудными зонами («кварцевыми ядрами») и пиритовыми ореолами фланговых и надрудных зон (пропилитов и аргиллизитов).

Разнообразие форм рудных тел медно-порфировых месторождений определяется различиями в морфологии порфировых интрузивов и их ориентировке в пространстве. Эти различия отражены в морфологической типизации рудных тел объектов, разработанной А.И.Кривцовым, И.Ф.Мигачёвым и В.Б.Шишаковым [12] по результатам морфоструктурного анализа более 100 детально разведанных и глубоко вскрытых месторождений мира с учётом систематик штокверковых месторождений В.И.Бирюкова, К.Л.Пожарицкого, Е.В.Пучкова, А.А.Фролова, Г.Н.Щербы и других исследователей. В зависимости от конфигурации горизонтальных сечений минерализованных зон и интрузивов, углов падения их ограничивающих поверхностей, вертикального размаха оруденения были выделены три морфологических типа рудных тел медно-порфировых месторождений с разделением первого на четыре подтипа (таблица), проведена их геометризация, построены усреднённые типовые модели, предложены формулы расчёта объёмов. К выделенным морфологическим типам впоследствии [11] добавлен четвёртый, включающий месторождения с уплощённой формой рудных тел, локализованных в лакколитообразных порфировых интрузивах под малопроницаемыми толщами.

Зависимость форм штокверков и рудных тел от морфологии порфировых интрузивов отражает структурно-генетическую связь процессов рудообразования с эволюцией медно-порфировых систем (МПС), для которых эти интрузивы служат

центрами и источниками энергии. Ведущую структурообразующую роль играют «каркасы» мелкой трещиноватости, контролирующие медно-порфировые штокверки, которые представляют собой системы разноориентированных рудных прожилков, жил и сопровождающей вкрапленности сульфидов и оксидов Cu, Mo, Fe и других металлов. «Каркасы», а также поровая проницаемость являются необходимым условием для крупномасштабной циркуляции рудоносных растворов и в итоге, наряду с литолого-фациальными факторами (геохимическими и петрофизическими барьерами), определяют морфологию формирующихся зон штокверковой минерализации и околорудных метасоматитов.

Отмеченная П.Гоу и Дж.Уолшем [19] на примерах медно-порфировых месторождений мезозойских и кайнозойских ВПП Папуа-Новой Гвинеи и Чили петрофизическая неоднородность геологических разрезов, а именно присутствие над внедрившимися магматическими телами малопроницаемых толщ, – один из важнейших факторов, определяющих условия рудоотложения и вероятность образования крупных объектов. Толщи малопроницаемых, не склонных к хрупким деформациям прочных или пластично деформирующихся (карбонатных, глинистых) пород в верхних частях геологических разрезов влияют на возникающие складчатые и разрывные структуры и, соответственно, на уровень подъёма рудогенерирующих расплавов. В упомянутых поясах рудоносные порфировые интрузивы локализованы ниже таких толщ, а в некоторых случаях на тех же гипсометрических уровнях, что и толщи, служившие своеобразными петрофизическими экранами как для магмы, так и для отделяющихся от неё флюидов. При региональном сжатии, способствующем появлению флюидонасыщенных окисленных расплавов, способных к переносу Cu, Au, SO₂ в верхнюю часть земной коры (и, соответственно, рудоносных интрузивов известково-щелочного профиля) [17, 26, 27], наличие малопроницаемых «экранирующих» толщ приводит к возникновению магматических и флюидных плюмов и создаёт таким образом обстановку, благоприятные для рудоконцентрации.

Такие условия, по-видимому, существуют на начальных этапах формирования РМС – в период накопления металлов в верхних (головных) зонах магматических колонн. На последующих этапах их эволюции обычно (но не всегда) происходит прорыв

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО СЕМЕЙСТВА [11], С ДОПОЛНЕНИЯМИ

Типы	Подтипы	Идеальная поверхность, определяющая внешние и внутренние ограничения рудных тел	Приближённые объёмные формы рудных тел при различном положении эрозионного среза	Формы рудных тел в горизонтальных сечениях разных уровней	Месторождения
I. Рудные тела, конформные изометрическим в плане или слабоудлинённым порфировым штокам	I А. Рудные тела, конформные штокам с малыми и средними углами падения контактов	Разновысокие параболоиды вращения, полные или усечённые	Сочетания разновысоких, вложенных друг в друга параболоидов вращения, конус, усечённый конус, усечённый полый толстостенный конус	Круг, кольцо (сплошное или прерывистое), сближенные сегменты, серповидные фигуры	Клаймакс, Гендерсон, Квеста (США), Хадсон-Бей (Канада)
	I Б. Рудные тела, конформные штокам с большими углами падения контактов	Разновысокие вертикальные параболоиды вращения, высота внешнего из которых значительно превышает высоту внутреннего			
	I В. Рудные тела, конформные субвертикальным изометрическим штокам	Цилиндрические поверхности различного диаметра			
II. Рудные тела, конформные удлинённым в плане порфировым интрузивам с большими углами падения контактов	I Г. Рудные тела, конформные штокам, сужающимся с глубиной	Опрокинутые конусы с различными углами схождения образующих плоскостей	Опрокинутый усечённый полый толстостенный конус	Эллипс, деформированный эллипс, овал, вытянутое кольцо, группы утолщённых дуг различных радиусов	Сорское (Россия), Актогай (Казахстан), Прохорово (Болгария)
		Разновысокие эллиптические параболоиды, полные или усечённые			
III. Рудные тела, конформные наклонным порфировым интрузивам, расщепляющимся по восстанию на дайкообразные апофизы	-	Субпараллельные и сходящиеся под небольшими углами в горизонтальном и вертикальном направлениях плоскости	Пластина, клин с ветвлением на мелкие апофизы	Вытянутый прямоугольник с зубчатыми границами по простиранию, группа сближенных узких субпараллельных полюс	Песчанка, Михеевское, Томинское, Салаватское (Россия), Коксай (Казахстан), Эндако (Канада), Цаган-Субурга, Сурвэн-Сухайт (Монголия)
IV. Рудные тела в лакколитоподобных порфировых интрузивах под структурно-петрофизическими экранами	-	Сходящиеся под небольшими углами в вертикальном направлении плоскости	Линзовидные, пласто- и грибообразные	Эллипс, параболический сегмент	Кызата, Сары-Чеку, Нижнекаульдинское (Узбекистан)

расплава сквозь малопроницаемые толщи с частичной или полной их ассимиляцией. При охлаждении, дефлюидизации и кристаллизации интрузивов в результате явлений гидроразрыва, контракции и сопутствующего им обрушения пород кровли (с приоткрыванием более древних трещин) возникают ореолы мелкой трещиноватости, по которым циркулируют рудоносные магматогенные растворы и метеорные воды, активизированные в тепловом поле плутонов. В результате их разгрузки в интрузив-надинтрузивных зонах формируются медно-порфиновые штокверки [11].

Подобные обстановки существовали не только в поясах Юго-Восточной Азии и Южной Америки, но и в мезозойских и палеозойских ВПП Северной Америки, Азии, Европы. Признаки влияния экранирующих толщ на рудогенез отмечаются как на месторождениях-гигантах, например Бингхэм, Санта Рита (США), Алмалык (Узбекистан), так и на рядовых объектах Речк (Венгрия), Кызата, Сары-Чеку, Нижнекаульдинское (Узбекистан), Цаган-Субурга, Хармагтай (Монголия), Златно (Чехия), Майданпек (Сербия) и др. В верхних частях рудовмещающих разрезов этих месторождений имеются склонные к пластичным деформациям, сравнительно малопроницаемые (для гидротермальных растворов) карбонатные (известняки, доломиты, мергели) или существенно глинистые толщи. Таки ми породами часто сложены провисы кровли рудоносных интрузивов или ксенолиты различных размеров, вплоть до гигантских. «Экранирующее» воздействие, способствующее концентрации металлов в обстановках внутриконтинентальных ВПП с преимущественно сиалическим фундаментом, могут оказывать породы с высокими прочностными свойствами, такие как рифейско-раннекембрийские гнейсы и амфиболиты, присутствующие в виде останцов в провисах кровли рудоносного интрузива крупнейшего медно-порфинового месторождения Эрдэнтуин-Обо (Монголия).

Немаловажным фактором, определяющим условия рудообразования, является также «энергетический потенциал» поднимающихся расплавов, т. е. их способность «прорывать» экранирующие толщи с их ассимиляцией. Он зависит от состава и флюидонасыщенности расплавов, влияющих на их вязкость и, соответственно, скорость подъёма и, конечно же, от размеров (объёмов) «всплывающих» магматических масс. Как показал анализ выборки из 68 медно-порфиновых месторождений мира

[15], существует определённая зависимость между площадями выхода на дневную поверхность рудоносных порфиновых фаз и крупностью сопряжённых с ними рудных объектов: с большими по размерам порфировыми интрузивами ассоциируют более крупные месторождения. Исключения – сравнительно незначительные площади порфиновых штоков на таких крупных месторождениях, как Эль Теньенте (Чили), Актогай, Айдарлы, Коунрад (Казахстан), Токепала (Перу) и др., – объясняются тем, что эрозией вскрыты лишь верхние части (апофизы) магматических тел, которые на глубине имеют более значительные размеры.

При прорыве мощными многофазными магматическими телами малопроницаемых толщ формируются в основном изометрические или удлинённые в плане штоки, реже дайкоподобные интрузивы и конформные их апикальным частям медно-порфиновые штокверки первых трёх морфологических типов (см. таблицу), обычно со значительным вертикальным размахом. На крупных объектах нередко отмечаются несколько рудогенерирующих порфиновых фаз, однако отложение основной массы руд обычно сопряжено со становлением интрузивов одной, реже двух из них. Их морфология и определяет форму рудных тел. Основные запасы металлов (Cu, Mo, Au, Ag, Re) при этом сконцентрированы в породах, вмещающих порфировые интрузивы. В этих случаях карбонатные толщи в значительных масштабах ассимилируются внедряющимся магматическим расплавом с образованием гибридных пород, таких как сиенит-диориты на Алмалыкском рудном поле (РП) [2] и «гибридные кварцевые монзониты» на месторождении Бингхэм [20]. «Останцы» – провисы кровли и ксенолиты известняков и доломитов – мраморизованы, скарнированы, на контактах с рудоносными интрузивами обогащены золотом, но в целом безрудны. На крупном месторождении Кальмакыр Алмалыкского РП мощная (на момент рудообразования) карбонатная толща, представленная на сегодняшний день сохранившимися от эрозии фрагментами в кровле рудного тела, в значительной степени повлияла на его форму, предопределив уплощённое субгоризонтальное верхнее ограничение.

В условиях, когда энергии небольших магматических тел недостаточно для прорыва вышележащих малопроницаемых толщ, формируются лакколитоподобные порфировые интрузивы. Сопряжён-

ные с ними штокверки и выделенные в их объёме рудные тела имеют линзовидную, пласто- или грибообразную форму, причём практически вся рудная минерализация сконцентрирована в их апикальных частях. В качестве немногочисленных примеров таких объектов, объединённых в четвёртый морфологический тип (см. таблицу), можно привести месторождения Кызата, Сары-Чеку и Нижнекальдинское в Узбекистане.

Таким образом, петрофизические свойства вмещающей среды, наряду с тектоническими факторами (магмовыводящими разломами и др.), влияют как на форму формирующихся порфировых интрузивов, так и на морфологию сопряжённых с ними рудоносных штокверков, что позволяет условно разделить рудогенерирующие медно-порфировые системы на два структурно-петрофизических типа: «открытый» и «закрытый» (подэкранный) [6, 11, 29]. Условия рудообразования в них могут быть проиллюстрированы на примере месторождений Алмалыкского рудного района (РР) в Узбекистане.

Алмалыкский рудный район, где сосредоточен ряд месторождений медных, золотых и полиметаллических руд, расположен в Срединном Тянь-Шане в Кураминской металлогенической зоне Бельтау-Кураминского ВПП, сформированного в среднем карбоне – ранней перми на южной окраине Северокаспийского микроконтинента. Субстрат пояса сложен терригенными флишоидными толщами (О–S), вулканитами (D₁) и терригенно-карбонатными отложениями (D₃–C₁). Рудный район, эквивалентный крупной РМС «порфирового» типа с комплексной металлогенией, тяготеет к восточному флангу значительного по размерам выступа фундамента, который несёт черты длительного (с силура до перми) воздымания с соответствующим сокращением мощностей перекрывающих стратифицированных комплексов и изменением их фациального состава, а также с широким развитием интрузивных образований того же возрастного диапазона. Более половины площади района, оцениваемой в 850 км² [16], занимает крупный полихронный (C₁–C₃) Алмалыкский плутон, сложенный фанеритовыми габброидами, гранитоидами натриевого и калиевого профиля, сиенитами, сиенит-диоритами, а также породами завершающих фаз – гранодиорит-порфирами, кварцевыми монцонит-порфирами и диоритовыми порфиритами (рис. 1).

Золото-молибден-медно-порфировые месторождения района сопряжены с интрузивами гра-

нодиорит-порфиров так называемого алмалыкского типа (C₃), причём крупные объекты характеризуются значительными по размерам штоками, прорывающими массив диоритов – сиенит-диоритов (C₂–C₃), а рядовые – небольшими телами, локализованными непосредственно под толщей мраморизованных известняков и доломитов (D₃–C₁).

Крупные месторождения *Кальмакыр*, *Дальнее*, *Северо-Западный Балыкты* и *Карабулак*, фактически являющиеся участками единого гигантского объекта, часто называемого «Алмалыком» или «Большим Алмалыком», с запасами меди >23 млн т (при среднем содержании Cu 0,39%), молибдена 140 тыс. т (0,002% Mo), золота 2,2 тыс. т (0,37 г/т Au), серебра 13,4 тыс. т (2,2 г/т Ag) [28], сосредоточены в магматогенном поднятии в северо-западной части рудного района, где выделяется Алмалыкское рудное поле, эквивалентное одноимённой медно-порфировой системе. Перечисленные месторождения локализованы в эндо-экзоконтактовых зонах удлинённых в плане штоков гранодиорит-порфиров, которые представляют собой выступы единого на глубине интрузива и контролируются древними тектоническими структурами северо-западного (Северо-Западный Балыкты, Кальмакыр), восток-северо-восточного (Дальнее) и субширотного (Карабулак) простираения. Крутопадающие порфировые штоки, расщепляющиеся по восстанию на дайкоподобные апофизы, пересекают массив диоритов – сиенит-диоритов и кварцевые порфиры (риолиты, риодациты) раннедевонского возраста (рис. 2). Рудное поле разбито Кальмакырским и Карабулакским разломами на три тектонических блока: Северный, Центральный и Южный. Пострудное смещение Южного блока, к которому приурочены месторождения Северо-Западный Балыкты и Кальмакыр, относительно Центрального с месторождением Дальнее имеет взбросово-сдвиговый характер с амплитудой ~450 м, что предопределило различный уровень эрозии этих объектов – умеренный на Северо-Западном Балыкты и Кальмакыре, малый – на Карабулаке и Дальнем [13].

Месторождения Алмалыкского РР характеризуются однотипной метасоматической зональностью, соответствующей классической «монцонитовой» модели Дж.Лоуэлла и Дж.Джильберта [23], и близкими структурно-текстурными и минералогическими особенностями руд. От апикальных частей порфировых интрузивов во вмещающие породы установлена такая последователь-

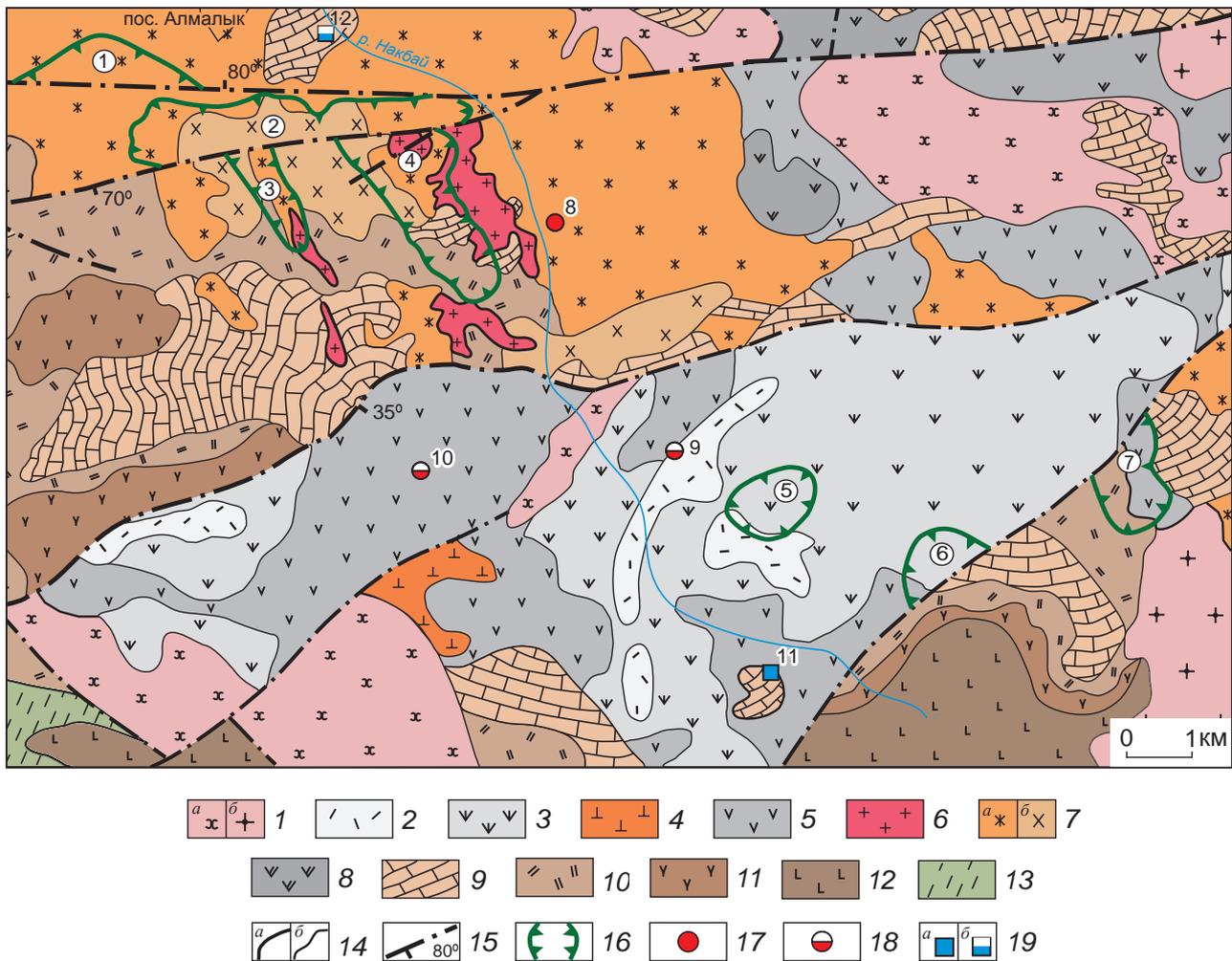


Рис. 1. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА С ПОЛОЖЕНИЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ РУДНО-ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ (составлена с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ и САИГИМС):

формации Бельтау-Кураминского вулcano-плутонического пояса: 1 – позднего этапа, C_3 - P_1 (а – габбро-монцит-монцодиоритовая, б – гранодиорит-адамеллитовая), 2–7 – раннего этапа (2–5 – андезит-дацитовая, продуктивная на золото-гидрослюдисто-кварцевое оруденение, C_2m_1 - C_3 ; 2 – наadakский андезидацит-дацитовый лаво-пирокластический комплекс, 3–5 – акчинский андезит-андезидацитовый экструзивно-лаво-субвулканический комплекс: 3 – надрудная андезидацитовая толща нерасчленённая, 4 – экструзивные купола андезидацитов ранней генерации, 5 – подрудная андезитовая толща; 6, 7 – габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовая формация (алмалыкский комплекс), продуктивная на медно-порфировое оруденение: б – рудоносные гранодиорит-порфиры и кварцевые монцит-порфиры, 7 – породы основной фазы (а – сиенит-диориты, б – диориты)); фундамент ВПП: 8 – минбулакский трахибазальт-трахиандезит-дацит-риолитовый комплекс (C_2b), 9 – известняки и доломиты (D_3 - C_1), 10–12 – андезибазальт-андезит-риодацитовая формация (D_1): 10 – риодациты (кварцевые порфиры), 11 – андезиты, 12 – андезибазальты; 13 – дислоцированные терригенные и вулканогенно-терригенные отложения (O-S); 14 – геологические границы (а – рудоносных порфировых интрузивов, б – вмещающих пород); 15 – основные разрывные нарушения; 16 – горизонтальные проекции штокерковых рудных тел золото-молибден-медно-порфировых месторождений, их номера: Карабулак (1), Дальнее (2), Северо-Западный Балыкты (3), Кальмакыр (4), Нижнекаульдинское (5), Кызата (6), Сары-Чеку (7); месторождения и проявления иных рудно-формационных типов, их номера: 17 – золото-кварцевое жильное Актурпак (8), 18 – золото-гидрослюдисто-кварцевые Каульдинское (9), Бичанзор (10), 19 – стратиформные колчеданно-полиметаллические в карбонатных породах (а – не преобразованное Кульчулак (11), б – скарнированное и частично регенерированное Кургашикан (12))

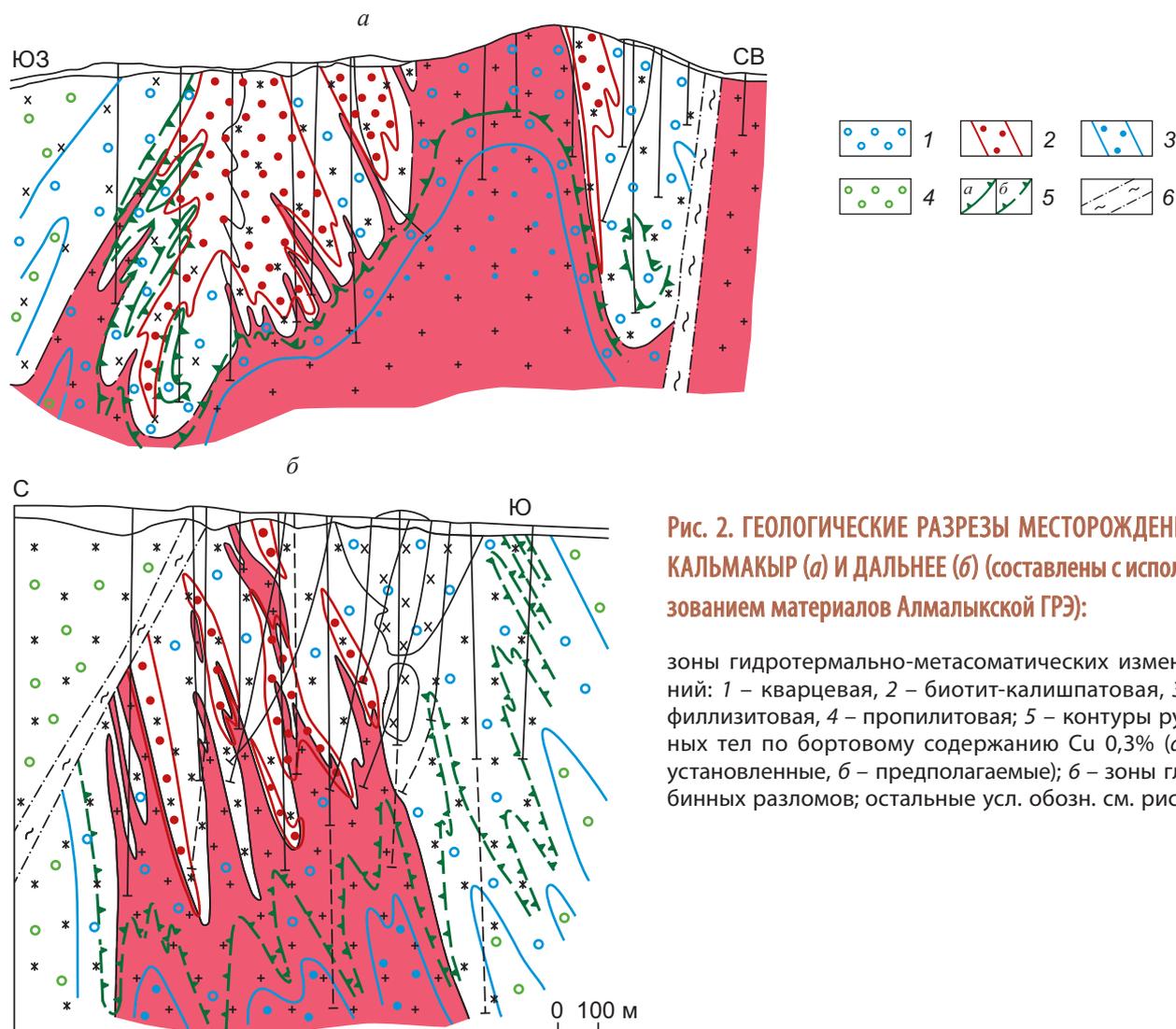


Рис. 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛЬМАКЫР (а) И ДАЛЬНЕЕ (б) (составлены с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ):

зоны гидротермально-метасоматических изменений: 1 – кварцевая, 2 – биотит-калишпатовая, 3 – филлизитовая, 4 – пропилитовая; 5 – контуры рудных тел по бортовому содержанию Си 0,3% (а – установленные, б – предполагаемые); б – зоны глубинных разломов; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ность метасоматических зон: кварцевая, биотит-калишпатовая, филлизитовая (наложенная на предшествующую, сохранившуюся фрагментарно) и пропилитовая (см. рис. 2), которые по набору и количественным соотношениям основных новообразованных минералов разделены на подзоны [3]. Молибденово-медные с золотом руды образованы вкрапленностью и гнёздами сульфидов, сульфидно-кварцевыми прожилками и более редкими жилами. Преобладающие во внутренних частях метасоматических колонок убогие вкрапленные руды по вертикали и латерали сменяются промышленными вкрапленно-прожилковыми, а затем прожилково-вкрапленными существенно пиритовыми («пиритовый» ореол) с отдельными мощными жилами с Au-Ag-полиметаллической минерализа-

цией. В том же направлении ранние минеральные ассоциации (кварц-калишпатовая с молибденитом, кварц-магнетитовая и кварц-молибденит-пиритовая) сменяются главной продуктивной кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой с золотом и далее на флангах МПС – поздней кварц-полисульфидной с золотом и серебром. Наиболее поздние из рудообразующих (кварц)-халькопирит-пиритовая и (кварц)-пиритовая ассоциации (так называемые «сухие прожилки» без жильного сопровождения) тяготеют к осевой зоне штокверка. Объёмы прожилковой массы (в объёме вмещающих пород) составляют десятые доли процента для ранних и самых поздних ассоциаций, до 8–10% и более (в среднем от 2 до 4–5%) – для главной продуктивной (рис. 3).

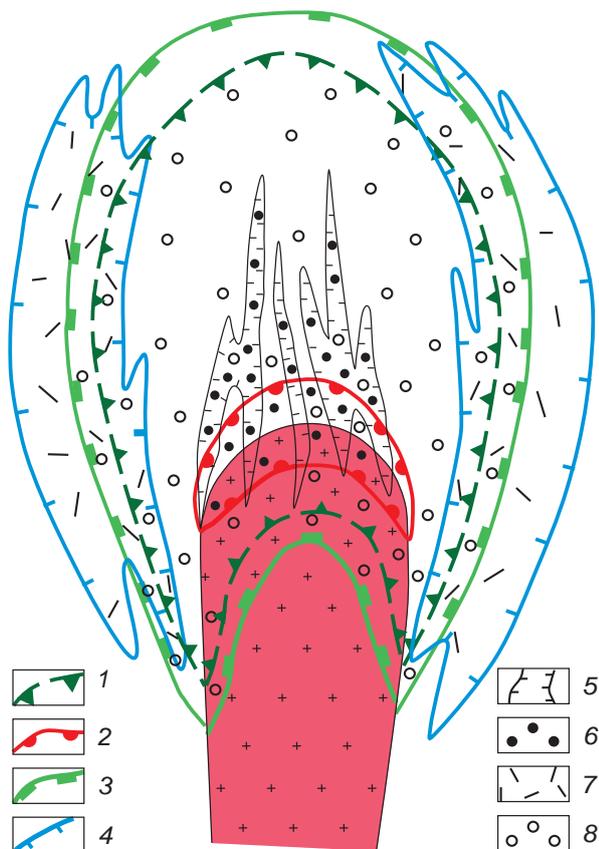


Рис. 3. ОБОБЩЁННАЯ МОДЕЛЬ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ ШТОКВЕРКОВ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ:

1 – контур промышленного молибденово-медного с золотом оруденения; ареалы развития прожилков рудообразующих минеральных ассоциаций различных стадий формирования штокверка: 2 – ранней (I), 3 – средней (II), 4 – поздней (III), 5 – завершающей (IV); средне-статистические объёмы рудных прожилков различных стадий (в % от объёма вмещающих пород): 6 – 0,2–0,4 (I, IV), 7 – 1,0–1,2 (III), 8 – 1,9–4,1 (II); остальные усл. обозн. см. рис. 1

Ориентировка рудных прожилков, в большинстве своём обладающих средними и крутыми углами падения, определяется морфологией кровли рудоносных интрузивов, что свидетельствует об едином плане деформаций в период становления порфировых штоков и возникновения (приоткрывания) рудовмещающих трещин преимущественно сколового типа. В соответствии с пространственной ориентировкой древних тектонических структур, контролирующей рудопродуцирующие интрузивы и их апофизы, на месторождениях Дальнее

и Карабулак преобладают рудные прожилки субмеридионального и субширотного простирания, на объектах Кальмакыр и Северо-Западный Балыкты – субширотного и северо-западного. Пострудные трещины, выполненные барит-ангидритовой и цеолит-карбонатной ассоциациями, в определённой степени наследуют рудовмещающую трещиноватость [3].

Рудоносные штокверки охватывают эндо-экзо-контактные зоны порфировых интрузивов, причём основной объём минерализации сосредоточен в надинтрузивных областях – во вмещающих гидротермально изменённых сиенит-диоритах, диоритах, кварцевых порфирах. Рудные тела геометрически описываются сочетанием разновысоких эллиптических параболоидов, вложенных друг в друга, т. е. могут быть отнесены ко второму морфологическому типу [12], а рудообразующая система, во внутренних частях которой они находятся, – к «открытому» типу, хотя присутствие толщ известняков и доломитов в верхах геологического разреза и привело к уплощённой форме и горизонтальной ориентировке верхнего ограничения Кальмакырского штокверка.

На флангах Алмалыкской МПС (РП) известны жильные золото-полисульфидные (с Te) месторождения Актурпак, Гольдуран, Акджен, Сартабуткан, а в терригенно-карбонатной толще (D_3-C_1) фундамента ВПП – стратиформные колчеданно-полиметаллические залежи (Кульчулак), которые в экзо-контактах рудоносных интрузивов скарнированы и частично регенерированы (Кургашикан).

Рядовые по запасам золото-молибден-медно-порфировые месторождения *Нижнекаульдинское* Каульдинского РП, *Кызата* и *Сары-Чеку* Саукбулакского РП, приуроченные к лакколитоподобным штокам гранодиорит-порфиров и относящиеся к четвёртому морфологическому типу, находятся в центральной части Алмалыкского РР в основании и прибортовых частях Центрально-Алмалыкского вулканотектонического грабена. Два первых объекта локализованы под толщами мраморизованных известняков и доломитов и залегающих на них вулканитов андезит-дацитовой формации. Месторождение Сары-Чеку, расположенное в поднятом блоке в юго-восточном борту грабена, частично эродировано. Оно является частью некогда единого (с месторождением Кызата) объекта, «разорванного» в результате взбросо-сдвига по Мисханскому разлому с амплитудой вертикального пе-

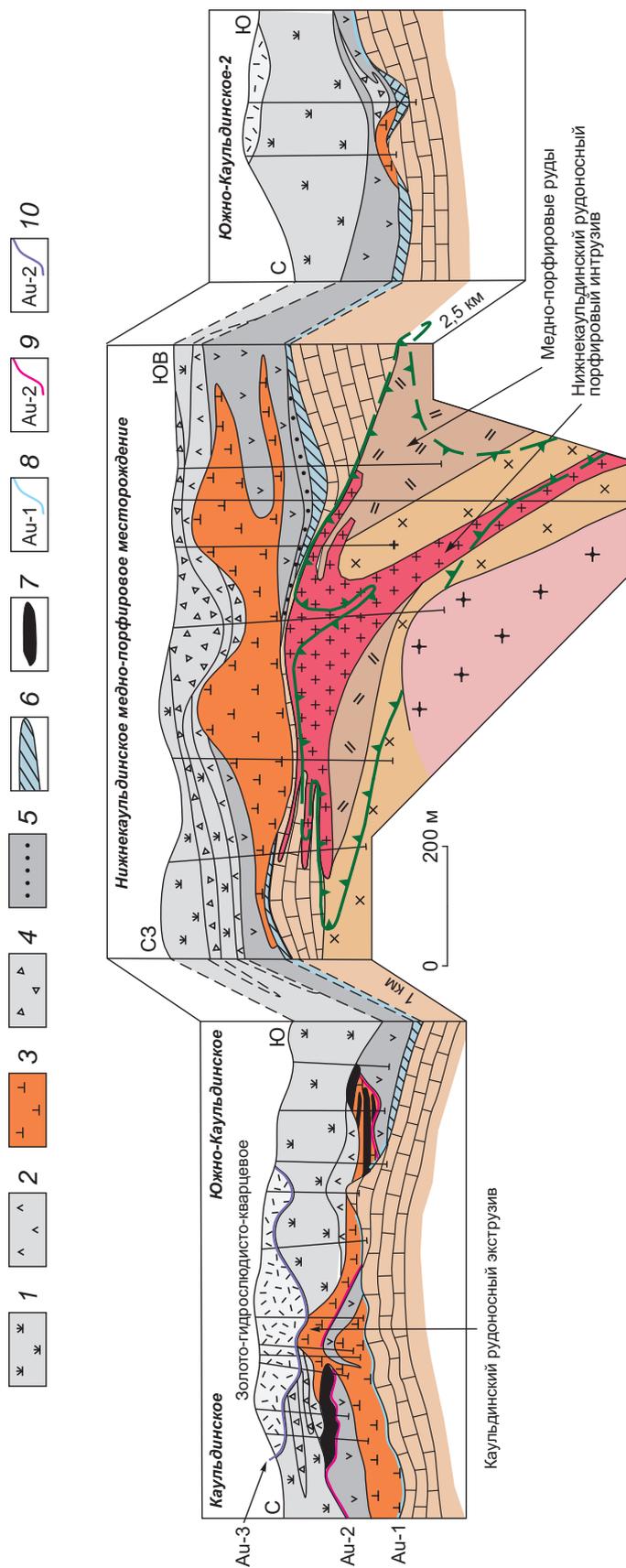


Рис. 4. РАЗРЕЗЫ НИЖНЕКАУЛЬДИНСКОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО И КАУЛЬДИНСКОГО ЗОЛОТО-ГИДРОСПЛЮДИСТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ:

надрудная андезидацитовая толща акчинского андезит-андезидацитового комплекса: 1 – полифировые андезидациты (туфы, лавы, экструзивные купола), 2 – мелкопорфировые андезидациты; 3 – рудоносные экструзивные купола андезидацитов поздней генерации; 4 – вулканомиктовые породы, продукты разрушения и перемыва экструзивных куполов; 5 – базальная толща известняковых конгломератов, песчаников, алевролитов; 6 – золото-содержащие кварциты; 7 – залежи золото-гидрослюдисто-кварцевых руд; литолого-стратиграфические уровни локализации золоторудных залежей и горизонтов повышенной концентрации золота; 8 – нижний золотосодержащих кварцитов на палеоповерхности карбонатной толщи, 9 – средний (основной) гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов и золоторудных залежей на палеоповерхности андезитовой толщи, 10 – верхний гематит-алунит-каолинит-пирофиллитовых кварцитов и аргиллизитов на палеоповерхности андезидацитовой толщи; остальные усл. обозн. см. рис. 1

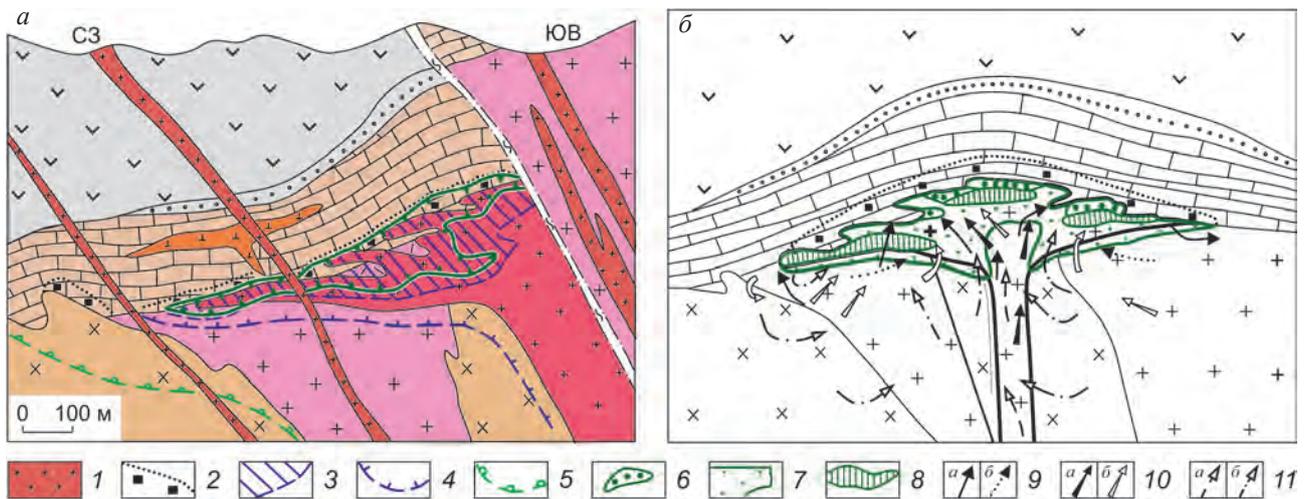


Рис. 5. МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КЫЗАТА ПОД «ЭКРАНОМ» МАЛОПРОНИЦАЕМЫХ ПОРОД: а – СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ, б – МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ РУДОНОСНОГО ШТОКВЕРКА:

1 – пострудные гранитоидные дайки; 2 – карбонат-хлорит-эпидот-актинолитовые скарны; околорудные метасоматиты (под экранирующей карбонатной толщей); 3 – серицит-кварцевые и кварц-хлорит-серицитовые, 4 – хлорит-серицитовые, 5 – пропилиты; участки распространения рудных прожилков последовательных стадий формирования медно-порфирового штокверка: 6 – ранней, 7 – средней, 8 – завершающей; направления миграции магматогенных флюидов (а) и активизированных метеорных вод (б) по стадиям образования РМС: 9 – ранней, 10 – средней, 11 – завершающей; остальные усл. обозн. см. рис. 1, 2

ремещения 500–700 м, горизонтального – 2,0–2,5 км [2] (см. рис. 1).

Небольшое по запасам *Нижнекаульдинское месторождение* локализовано на глубинах 580–960 м от современной поверхности в породах основания вулcano-тектонического грабена, в лакколито-подобном теле гранодиорит-порфиров – кварцевых монзонитов, а также во вмещающих сиенит-диоритах и раннедевонских риолитах его лежачего бока. Морфология и ориентировка кровли рудоносного интрузива, а также его апофиз-силлов, определяются элементами напластования вмещающей карбонатной толщи, мощность которой сокращена, возможно, в результате ассимиляции магматическим расплавом. В апикальной части порфиоровый интрузив «надстраивается» куполообразным экструзивно-субвулканическим телом комагматичных андезидацитов мощностью до 400 м, залегающим в толще андезитовых лав (рис. 4). Это тело, по-видимому, обеспечивало необходимый температурный режим для отложения медно-порфировых руд, дополняя своим объёмом сокращённую мощность пород кровли рудоносного интрузива – мраморизованных известняков и вулканитов андезитовой толщи.

Рудное тело – грибообразное, подобное форме порфиорового интрузива. Руды представлены вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и молибденита в карбонат-серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, развитых по гранодиорит-порфирам, сиенит-диоритам, риолитам. В экзоконтактах тела рудоносных гранодиорит-порфиров известняки мраморизованы и содержат незначительную наиболее раннюю скарновую халькопирит-магнетит-пиритовую минерализацию. Промышленные концентрации меди и молибдена связаны с золото-молибденит-халькопирит-пиритовой минеральной ассоциацией, слагающей разноориентированные прожилки и гнёзда. Выделяются также более поздняя кварц-ангидрит-карбонат-полисульфидная (с содержаниями Au до 2,2 г/т, Ag до 39 г/т) и пострудная кварц-карбонатная ассоциации.

Среднее по запасам (около 2 млн т меди) *месторождение Кызата*, как и *Нижнекаульдинское*, размещается в породах основания вулcano-тектонического грабена, однако мощность толщи мраморизованных известняков и доломитов над рудоносным штокверком здесь достигает 500 м (рис. 5, а). Прожилково-вкрапленные молибденово-мед-

ные с золотом руды со средним содержанием Cu 0,85% развиты в апикальной части лакколитоподобного штока гранодиорит-порфиоров, «срезанного» на юго-западном фланге Мисханским разломом. Экранирующее воздействие карбонатной толщи отразилось в линзообразной форме рудного тела и отсутствии отчётливой рудно-метасоматической зональности. Высокотемпературные биотит-ортоклазовые метасоматиты и прожилки ранних безрудных кварцевой, кварц-калишпатовой и кварц-магнетитовой минеральных ассоциаций практически полностью «уничтожены» наложенными метасоматитами филлизитовой зоны (продуктами кислотного выщелачивания), во внутренних подзонах которой и локализован штокверк основной продуктивной кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой и завершающей (кварц-халькопирит)-пиритовой ассоциаций (см. рис. 5, а).

В отличие от объектов Алмалыкского рудного поля, на месторождении Кызата, наряду с рудными прожилками со средними (30–60°) углами падения, отмечается большое количество полого залегающих (0–30°). Густота (количество на погонный метр) и среднестатистическая мощность (в основном за счёт более мощных субгоризонтальных) рудных прожилков превышают установленные на упомянутых объектах. Их объём в породах в среднем ~10%, в интервалах богатых руд до 50–60%, а иногда 80%, что на порядок выше, чем на месторождениях Кальмакыр, Дальнее и Северо-Западный Балыкты. Соответственно, среднее содержание Cu в рудах в два и более раз выше [5].

Уплотнённая морфология рудовмещающих метасоматических зон и штокверковых рудных тел медно-порфировых месторождений Каульдинского и Саукбулакского РП свидетельствует об их становлении в условиях «закрытых» (подэкранных) МПС. Роль структурно-петрофизических экранов для металлоносных гидротермальных растворов, сформировавших медно-порфировые штокверки, сыграла малопроницаемая, склонная к пластичным деформациям доломито-известняковая толща, а также залегающие на ней куполообразные экструзивно-субвулканические тела андезидацитов. Такие условия предопределили не только специфическую форму гранодиорит-порфировых интрузивов, сопряжённых с ними зон метасоматических изменений и медно-порфировых штокверков, но и латеральную рудно-формационную зональность рудообразующих систем в целом, отличную

от «классической» концентрической, отражённой в моделях Р.Силлитоу, Дж.Лоуэлла и Дж.Джилльберта и других исследователей.

Латеральный тип зональности Каульдинской МПС (РП) установлен и детально описан О.В.Мининой [14]. «Стержневым» элементом этой системы является Нижнекаульдинское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение, а на флангах расположены рудные залежи Каульдинского золото-гидрослюдисто-кварцевого месторождения и другие, менее значительные проявления золоторудной минерализации, контролируемые тремя литолого-стратиграфическими уровнями разреза рудоносной андезит-дацитовой формации (C₂m₁-C₃) в пределах Каульдинской палеовулканической котловины площадью ~10 км² (см. рис. 4). К нижнему уровню (палеоповерхности подстилающей карбонатной толщи) приурочена пластообразная залежь (мощностью >10 м) месторождения Южно-Каульдинское-2, локализованная в прикупольной депрессии небольшого андезидацитового экструзива, продукты разрушения которого содержат рудокласты, а также маломощные плащеобразные тела слабозолотоносных сульфидизированных кварцитов. На основном среднем уровне (контакте андезитовой и андезидацитовой толщ) локализованы линзо- и пластообразные залежи (мощностью от 0,3–0,5 до 19–28 м) Центрального и Южного участков Каульдинского месторождения со средним содержанием Au от 8,3 до 13,4 г/т и Ag от 3 до 6 г/т. На верхнем уровне, соответствующем палеоповерхности андезидацитовой толщи, развиты плащеобразные тела алуниг-гематит-пирофиллитовых кварцитов и каолинитов мощностью до 30–40 м с невысоким (до 1–2 г/т) содержанием Au.

Золотоносные метасоматиты всех трёх уровней являются продуктами фумарольно-сульфатарной деятельности и по составу соответствуют аргиллизитам верхних частей МПС, однако их пространственное положение относительно Нижнекаульдинского Au-Mo-Cu-порфирового месторождения отражает не вертикальную, а латеральную зональность. Каульдинское золоторудное месторождение, хотя и располагается на более высоком уровне разреза, чем Нижнекаульдинское медно-порфировое, гораздо больше удалено от него по латерали – не менее чем на 1 км. На фланги системы смещены и алуниг-гематит-пирофиллитовые кварциты верхнего золотоносного уровня. В то же время слабозолотоносные кварциты нижнего уровня,

отвечающие наиболее раннему этапу становления рудообразующей системы, распространены как в центральной её части, вмещающей медно-порфировое месторождение, так и на флангах.

Поскольку гранодиорит-порфиры, вмещающие Au-Mo-Cu минерализацию, и комагматичные им вулканы с золотым оруденением принадлежат одной продуктивной вулcano-плутонической ассоциации, т. е. являются производными единого рудоносного магматического очага, можно предположить, что одним из факторов, предопределивших латеральный тип рудно-формационной зональности Каульдинской МПС, может быть «растекание» металлоносных флюидов под экраном малопроницаемых пород. Возможность возникновения латерального флюидного потока, приводящего к образованию «передовых» аргиллизитов с золоторудными месторождениями типа «высокой» сульфидизации на флангах рудообразующих систем, а не непосредственно над интрузивами с медно-порфировым оруденением, подтверждена геологическими наблюдениями на ряде объектов Юго-Восточной Азии. Например, в рудообразующей системе Лепанто (Филиппины) одноимённое золоторудное месторождение «смещено» по латерали от центра медно-порфирового (FSE) более чем на 1 км [18, 24]. Возможность формирования золоторудных аргиллизитов на флангах медно-порфировых систем также обоснована термодинамическим моделированием газоотделения от порфировых интрузивов Дж.Хеденквистом и Ю.Тараном [21].

Латеральный тип рудно-формационной зональности – ведущий для Алмалыкского РР в целом. Пространственные соотношения крупных медно-порфировых объектов, сосредоточенных в северном блоке фундамента (магматогенном поднятии), с одной стороны, и эпитеpmальных золоторудных залежей Каульдинского месторождения, локализованных в вулканитах Центрально-Алмалыкского грабена, с другой, обусловлены присутствием в контурах рудного района пары взаимосвязанных структур, определяющих позицию соответствующих месторождений: поднятого блока фундамента, необходимого для становления плутонитов, продуктивных на медно-порфировые руды, и примыкающего к нему компенсационного вулcano-тектонического грабена, заполняющегося вулканитами андезит-дацитовой формации с эпитеpmальной золоторудной минерализацией. Подобные соотношения медно-порфировых, золоторудных и золото-

серебряных месторождений в крупных РМС «порфирового» типа, которым эквивалентны рудные районы с комплексной металлогенией, отмечены и в ВПП Востока России [7].

Влияние структурно-петрофизических условий формирования на морфологию и строение медно-порфировых штокверков подтверждается результатами их детального картирования, выполненного по стенкам Кальмакырского карьера и керну разведочных скважин месторождений Дальнее, Северо-Западный Балыкты и Кызата по профилям вкрест простирания рудоносных порфировых интрузивов, а также на Коксайском молибден-медно-порфировом месторождении в Казахстане, отнесённом по форме рудного тела к третьему морфологическому типу. Фиксировались количество и мощность прожилков разного заполнения, что позволило рассчитать (по десятиметровым интервалам) объёмы прожилковой массы разновозрастных минеральных ассоциаций в процентах от объёма вмещающих пород. Результаты этих исследований в сочетании с анализом геолого-структурных условий рудолокализации, рудно-метасоматической и геохимической зональности, минерального и вещественного составов руд позволили расшифровать строение рудоносных штокверков, установить тенденции их развития во времени и пространстве [3–5, 11].

Для медно-порфировых штокверков первых трёх морфологических типов, которые принадлежат «открытым» в структурно-петрофизическом отношении РМС, была установлена концентрическая минеральная зональность, обусловленная центробежной (от контактов порфировых штоков во вмещающие породы) направленностью наращивания штокверков от ранней к поздней стадии формирования и центростремительной – на завершающей (см. рис. 3). Для уплощённых штокверков четвёртого типа «закрытых» систем, характеризующихся «спрессованностью» (наложением друг на друга) разновозрастных рудообразующих ассоциаций, выявлена противоположная – центростремительная (от кровли в глубь порфировых тел) – тенденция развития (см. рис. 5, б).

Характер пространственно-временной эволюции штокверков в «открытых» системах можно объяснить «свободным» разрастанием рудовмещающих трещинных каркасов в надинтрузивных областях, сложенных в основном склонными к хрупким деформациям породами, и сопряжённым с ним минералообразованием в возникающих полостях,

которое по мере остывания рудопроизводящих магматических тел («затухания» источника энергии и металлоносных флюидов) сменяется отложением поздних минеральных ассоциаций на более глубоких уровнях МПС. Установленная инверсия направленности разрастания штокверков не противоречит математическим моделям охлаждения и дегазации порфировых интрузивов, описанных в ряде публикаций [1, 8, 25 и др.]. Сопоставимые результаты получены сравнительно недавно [20] на одном из крупнейших Au-Mo-Cu-порфировых месторождений мира – Бингхэм в США (штат Юта). Здесь детальное картирование штокверка с оценкой объёмов прожилков разновозрастных рудообразующих минеральных ассоциаций в карьере и по скважинам показало, что поздние кварц-серцит-пиритовая с золотом и кварц-полисульфидная ассоциации смещены на периферию МПС относительно более ранних золото-медьсодержащей и кварц-молибденитовой, сопряжённых с ранними биотит-калишпатовыми метасоматитами.

Уплотнённая форма, отсутствие отчётливой рудно-метасоматической зональности, повышенная густота рудных прожилков в медно-порфировых штокверках Нижнекаульдинского и Саукбулакского рудных полей, их центростремительное наращивание на ранних и средних стадиях эволюции обусловлены экранирующим воздействием малопроницаемой толщи мраморизованных карбонатных пород и перекрывающих их экструзивно-субвулканических андезидацитов в кровле рудоносных порфировых интрузивов.

Рассмотренные тенденции развития штокверков в разнотипных в структурно-петрофизическом отношении РМС подтверждены минералого-геохимическими исследованиями месторождений Актогай, Айдарлы (Казахстан) и Кызата (Узбекистан), позволившими по изотопному составу кислорода кварца рудообразующих ассоциаций оценить долю участия вод немагматического происхождения в рудогенезе [6]. Полученные данные свидетельствуют не только о росте метеорной составляющей в гидротермальных растворах к поздним стадиям рудоотложения, что на протяжении многих лет отмечалось в отечественных и зарубежных публикациях, но и о существенной разнице в объёмах таких вод, вовлечённых в конвекцию в различных частях РМС.

На месторождениях первого и второго морфологических типов Актогай и Айдарлы (см. таблицу),

относящихся к «открытым» системам, эти объёмы, рассчитанные по значениям $\delta^{18}\text{O}$ кварца продуктивной кварц-молибденит-(борнит)-халькопирит-пиритовой ассоциации, максимальны (до 85%) в верхних периферических частях и минимальны в центральных (<35%). Это согласуется с метасоматической зональностью большинства медно-порфировых месторождений, выраженной в смене с глубиной аргиллизитов и филлизитов биотит-калишпатовыми (биотитовыми) метасоматитами, и в целом не противоречит математическим моделям тепло- и массопереноса, разработанным Р.Хенли и А.Макнаббом [22], Д.Нортоном [25], А.И.Кривцовым с соавторами [9, 10, 11] и др.

На месторождении Кызата, принадлежащем к «закрытой» системе, расчётная доля метеорной составляющей в направлении к периферии объекта по мере удаления от крупного разлома, к зоне которого предположительно приурочена корневая часть рудоносного интрузива, уменьшается приблизительно с 70 до 45%. Выявленная изотопная зональность, противоположная установленной на объектах «открытых» систем, отражает центростремительную направленность наращивания рудоносного штокверка под структурно-петрофизическим экраном со смещением области минералоотложения из апикальных в глубокие подошвенные и корневые части порфирового интрузива.

Очевидно, что двумя «крайними» вариантами обстановок – «открытой» и «закрытой» – не исчерпывается многообразие структурно-петрофизических условий формирования РМС. Возможны многочисленные переходные варианты систем с «промежуточными» элементами строения, присущими как первой, так и второй группе. К ним, в принципе, могут принадлежать отдельные штокверки первых трёх морфологических типов (например, месторождение Кальмакыр).

Наличие малопроницаемых толщ в верхах геологических разрезов на ранних стадиях эволюции РМС в условиях регионального сжатия способствует возникновению магматических и флюидных плюмов с концентрацией металлов. Однако разгрузка гидротермальных растворов и отложение основной массы руд происходит, по-видимому, в период разрядки тектонических напряжений после прорыва таких толщ рудоносными расплавами и образования каркасов мелких трещин в ходе дефлюидизации и контракции охлаждающихся плутонов, а также трещин обрушения в их кровле с приоткры-

ванием древних разрывных структур различного происхождения. Эти каркасы являются необходимым условием для циркуляции гидротермальных растворов и рудоотложения.

В «открытых» РМС породы рамы обычно более проницаемы, чем раскристаллизованные порфи́ровые интрузивы, что определяет возможность возникновения крупнообъёмных конвективных ячеек, размеры которых по латерали, судя по параметрам зон пропилитизации, достигают 5 км и более. Широкомасштабная, многооборотная циркуляция вод с проникновением в горячие затвердевшие части интрузивов и выносом рудного вещества в верхние проницаемые зоны приводит к формированию штокверков значительных размеров и вертикального размаха (первых трёх морфологических типов), внешние границы которых максимально удалены от контактов порфи́ровых тел. Для них характерны отчётливо выраженная концентрическая зональность, сравнительно невысокие содержания металлов в рудах, широкомасштабные надрудные геохимические ореолы. При этом основные запасы молибденово-медных вкрапленно-прожилковых руд сосредоточены в надынтрузивных зонах.

Вероятность формирования крупных и сверхкрупных месторождений в таких условиях, по-видимому, зависит от флюидонасыщенности (не менее 4–5 вес. %) и изначальной металлоносности магматических очагов и продуцируемых ими порфи́ровых интрузивов, наличия на начальных стадиях становления РМС малопроницаемых толщ в верхах геологических разрезов, которые приводили к образованию флюидных плюмов и концентрированию металлов в головных частях магматических колонн, но впоследствии были прорваны и полностью или частично ассимилированы с возникновением гибридных гранитоидов. Определённую роль играет и рудоносность пород интрузивной рамы – наличие в них надфоновых содержаний металлов (древних геохимических ореолов), а также более ранних месторождений субстрата ВПП (стратиформных полиметаллических в карбонатных толщах, медно-цинково-колчеданных и др.), подвергнувшихся регенерации в тепловом поле плутонов с экстракцией и переотложением (активизируемыми метеорными водами) рудного вещества на более высоких уровнях систем.

В «закрытых» системах порфи́ровые интрузивы более проницаемы, чем вышележащие поро-

ды. Наличие структурно-петрофизических экранов ограничивает вертикальную протяжённость конвективных ячеек, которые, охватывая штоки и породы их экзоконтактов, имеют уплощённую форму. Объёмы активируемых метеорных вод определяются водонасыщенностью лишь ближайшего окружения магматических тел и поэтому относительно невелики. Соответственно, незначительны и масштабы заимствования ими рудного вещества из вмещающих пород. В результате образуются линзовидные, пласто- или грибообразные штокверки четвёртого типа, локализованные в основном во внутриинтрузивных зонах. Таким объектам присущи некоторая «спрессованность» рудно-метасоматических колонок с элементами обратной зональности (по векторам вниз от контактов порфи́ровых тел с вышележащими экранирующими толщами), повышенные густота и среднестатистическая мощность рудных прожилков и, соответственно, концентрация металлов в рудах, угнетённое развитие надрудных ореолов рассеяния элементов [5]. Определяющими факторами «закрытых» РМС, помимо экранирующих толщ, могут служить сравнительно большие глубины (>3 км) образования рудоносных интрузивов и недостаточная обводнёность окружающих пород [8]. Не исключено, что к подобным объектам относятся некоторые редкометалльные месторождения.

Таким образом, условия «закрытых» РМС со сравнительно небольшими рудоносными порфи́ровыми интрузивами, локализованными непосредственно под толщами малопроницаемых пород, способствуют формированию сравнительно «компактных» месторождений рядового класса по запасам с довольно высокими содержаниями металлов в рудах.

Выводы. Главными факторами, определяющими морфологию медно-порфи́ровых штокверков и оконтуренных в их пределах по промышленным кондициям рудных тел, являются форма апикальных частей рудоносных порфи́ровых интрузивов и петрофизические характеристики вмещающих пород, от которых во многом зависят условия рудонакопления. При отсутствии локальных «структурных ловушек» и геохимических барьеров разгрузка металлоносного флюидного потока из магматического очага может привести к возникновению обширных геохимических ореолов без промышленно значимых скоплений металлов. Петрофизические свойства среды, наряду с флюидонасыщен-

ностью и исходной металлоносностью магм, влияют на масштабы рудогенерирующих систем, а в итоге – на запасы формирующихся месторождений.

На начальных стадиях становления РМС наличие малопроницаемых, пластично деформируемых карбонатных толщ или пород с высокими прочностными свойствами в верхах геологических разрезов замедляет подъём расплавов, что приводит к возникновению флюидных плюмов и способствует накоплению металлов в головных частях магматических колонн. На последующих стадиях эволюции рудообразующих систем при прорыве таких толщ магмой (с частичной или полной ассимиляцией карбонатных пород и возникновением «гибридных» гранитоидов) рудоносные порции расплава (порфиновые фазы) внедряются не непосредственно в малопроницаемые толщи, а в породы основных фаз продуктивных плутогенных формаций, включая их «гибридные» разности.

При охлаждении, дефлюидизации и кристаллизации рудоносных порфировых интрузивов за счёт явлений гидроразрыва, контракции и сопряжённого с ними обрушения пород надынтрузивной кровли образуются системы мелкой густой трещиноватости. По ним осуществляется широкомасштабная многооборотная циркуляция магматогенных рудоносных флюидов и активизируемых метеорных вод. Такие условия, характерные для РМС «открытого» в структурно-петрофизическом отношении типа, благоприятствуют выносу и интегральному накоплению металлов в верхних проницаемых зонах систем с максимальной экстракцией рудного вещества из промежуточных очагов. Источниками рудного вещества, наряду с магматическими очагами, могут быть породы интрузивной рамы (например, гранитоиды основных фаз продуктивных формаций с надфоновым содержанием металлов), а также более древние стратиформные полиметаллические, медно-цинково-колчеданные и иные месторождения субстрата ВПП, подвергшиеся регенерации в тепловом поле интрузивов. В результате формируются штокверки трёх первых морфологических типов, характеризующиеся значительными размерами и вертикальным размахом, отчётливой концентрической зональностью, сравнительно невысокими содержаниями металлов в рудах, широкомасштабными надрудными геохимическими ореолами. При этом основные запасы руд обычно сосредоточены в надынтрузивных зонах. При определённых условиях, рассмотренных

выше, образуются крупные и гигантские месторождения.

В обстановках, когда энергии небольших магматических тел недостаточно для прорыва вышележащих малопроницаемых толщ, формируются лакколитоподобные порфиновые интрузивы и сопряжённые с ними уплощённые штокверки четвёртого морфологического типа. Для них характерны «спрессованность» рудно-метасоматических колонок с элементами обратной зональности, повышенные густота рудных прожилков и содержания металлов в рудах, «угнетение» надрудных геохимических ореолов. В РМС «закрытого» (подэкранного) типа формирование крупных и сверхкрупных объектов маловероятно из-за сравнительно невысокого энергетического потенциала небольших по размерам магматических тел (иначе бы они прорвали и ассимилировали вышележащие толщи), ограниченного объёма отделяющихся металлоносных флюидов, а также из-за малопроницаемых толщ, ограничивающих вертикальную протяжённость конвективных ячеек циркулирующих растворов и возможность заимствования ими рудного вещества из вмещающих пород. В таких условиях образуются сравнительно «компактные» рядовые по запасам месторождения с относительно богатыми рудами.

Рассмотренные обстановки формирования РМС, определяющие морфологию и внутреннее строение медно-порфировых штокверков и рудных тел, а в итоге запасы металлов, должны учитываться при построении геолого-поисковых моделей рудных полей и месторождений и проведении поисковых работ.

Авторы выражают глубокую признательность Татьяне Александровне Чуриловой, оказавшей большую помощь в оформлении приведённых в статье иллюстраций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барнэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1982. С. 71–121.
2. Голованов И.М., Николаева Е.И., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель меднопорфировой формации. – Ташкент: ФАН, 1988.
3. Звездов В.С. Строение рудоносных штокверков меднопорфировых месторождений // Геология рудных месторождений. 1983. № 3. С. 17–30.

4. *Звездов В.С., Кривцов А.И., Старостин В.И.* Структурно-петрофизические условия формирования меднопорфировых месторождений // Геология рудных месторождений. 1985. № 5. С. 3–21.
5. *Звездов В.С., Мигачев И.Ф.* Строение и условия формирования не выходящего на дневную поверхность меднопорфирового месторождения Кызата // Геология рудных месторождений. 1986. № 1. С. 73–80.
6. *Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Заури Н.М.* Обстановки формирования меднопорфировых рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 1989. № 4. С. 23–37.
7. *Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В.* Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 13–21.
8. *Звездов В.С., Тихонов В.С.* Тепломассоперенос в меднопорфировых рудообразующих системах по данным математического моделирования // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 52–57.
9. *Кривцов А.И.* Распределение масс и содержаний металлов в гидротермальных рудообразующих системах // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 13–20.
10. *Кривцов А.И., Звездов В.С., Гирфанов М.М., Егорова И.В.* Количественные характеристики рудообразующих меднопорфировых систем // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 17–28.
11. *Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В.* Меднопорфировые месторождения. Сер. Модели месторождений цветных и благородных металлов. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
12. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Шишаков В.Б.* Морфологическая классификация меднопорфировых месторождений. Обзор. – М.: ВИЭМС, 1980.
13. *Меднопорфировые* месторождения Алмалыка / Х.Т.Тюляганов, В.Г.Гарьковец, М.Р.Рамазанов, и др. – Ташкент: ФАН, 1974.
14. *Минина О.В.* Каульдинская рудно-магматическая система в Узбекистане как основа прогноза и поисков эпitherмальных золоторудных месторождений в комплексных рудных районах // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 83–90.
15. *Минина О.В., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М.* Крупные меднопорфировые рудно-магматические системы и их геотектоническая позиция: Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. – М.: ВИЭМС, 1991. Вып. 6.
16. *Шаякубов Т.Ш., Голованов И.М., Рахубенков А.Т.* Меднопорфировое месторождение Дальнее. – М.: Недра, 1983.
17. *Cook D.R., Hollings P., Walshe J.L.* Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 801–818.
18. *Corbett G.J., Leach T.M.* Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization // Soc. of Econ. Geol. Spec. Pub. 1998. № 6. 1–237.
19. *Gow P.A., Walshe J.L.* The Role of Preexisting Geologic Architecture in the Formation of Giant Porphyry-Related Cu±Au Deposits: Examples from New Guinea and Chile // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 819–833.
20. *Gruen G., Heinrich C.A., Schroeder K.* The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. II. Vein Geometry and Ore Shell Formation by Pressure-Driven Rock Extension // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 69–90.
21. *Hedenquist J.W., Taran Y.A.* Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // Econ. Geol. 2013. Vol. 108. P. 1523–1540.
22. *Henley R.W., McNabb A.* Magmatic vapor plums and ground-water interaction in porphyry copper emplacement // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. № 1. P. 1–20.
23. *Lowell J.D., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // Econ. Geol. 1970. Vol. 65. P. 373–409.
24. *Mitchell A.G., Leach T.M.* Epithermal gold in the Philippines: island arc metallogenesis, geothermal systems and geology. – New York: Academic Press, 1991.
25. *Norton D.L.* Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments // Advances in geology of porphyry copper deposits of the southwestern North America. Tucson, 1983. P. 59–72.
26. *Richards J.P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 1515–1533.
27. *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 3–41.
28. *Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C.* Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155. Online version. 2008.
29. *Zvezdov V.S., Migachev J.F., Girfanov M.M.* Porphyry copper deposits of the CIS and the models of their formation // Ore Geology Reviews. 1993. Vol. 7. № 6. P. 511–549.

MORPHOLOGICAL TYPES OF PORPHYRY COPPER ORE-BEARING STOCKWORKS AND THEIR FORMATION ENVIRONMENTS

V.S.Zvezdov, I.F.Migachev, O.V.Minina
(Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow)

Porphyry copper stockwork morphology and formation environments are discussed. It is shown that stockwork and orebody forms depend on morphology of ore-bearing porphyry intrusion apical parts and host environment petrophysical features. Presence of low-permeability strata in ore-magmatic system tops affects porphyry intrusion and associated ore-bearing stockwork form. Ore-hosting rock brittle or ductile deformability, along with fluid saturation, initial metal content and sizes of ore-bearing intrusive bodies, determines the scales of ore-generating hydrothermal system manifestation within porphyry copper deposits.

Keywords: porphyry copper deposits, morphology, porphyry intrusions, stockworks, petrophysical features.



АВТОРАМ

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru. К тексту прилагаются сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, учёная степень, учёное звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
2. Плата с авторов за публикацию не взимается. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на её опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (500–600 знаков) и ключевых слов на русском и английском языках.
4. Максимальный объём статьи – 20 страниц в редакторе MS Word, включая таблицы, графику, список литературы. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы (их максимальный размер 23×16 см).
5. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или чёрно-белом варианте в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
6. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.



ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ РАЯЛАМПИ В ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЕ: ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ

Рассматриваются результаты комплексных геологических исследований, данные изучения околорудных метасоматитов и состава руд нового для региона золото-редкометалльного рудопроявления Раялампи в Хаутаваарской структуре Южной Карелии. Метасоматические изменения габбро и вмещающих толщ в северо-северо-западных зонах расщепления сопровождались формированием золото-висмутового оруденения, находящегося в единой зональности с золотосодержащим сульфоарсенидным. Установленная рудная зональность отражает стадийность гидротермального процесса и пульсационный характер поступления рудообразующих растворов. Бедная сульфидная вкрапленность (1–6%) внешней зоны замещается сульфоарсенидами (1–6%) промежуточной зоны и затем золото-висмутовой минерализацией (1–2%) центральной части рудной зоны. На участке проявления арсенопиритовой минерализации содержание As возрастает до 5,3, Pb до 0,28, Cu до 0,12%, содержание Au составляет 1,92, W 34,5, Bi 7,4 г/т. В центральной части рудной зоны оруденение продуктивной стадии представлено самородным высокопробным золотом в ассоциации с самородным висмутом и высоковисмутowymi минералами. Содержание Au 7,8–283 г/т, Bi – 0,8%.

Ключевые слова: Au-Bi, Au-S-As минерализация, рудопроявление Раялампи, метасоматические изменения, габбро, зеленокаменная структура, Карелия.

По результатам геолого-поисковых работ, проводимых в Карелии в 1970–1989 гг., Хаутаваарская архейская зеленокаменная структура признана перспективной на обнаружение золота. Производственным геологическим организациям рекомендованы поиски золота с использованием геолого-поисковых моделей (шесть основных типов) высокопродуктивных месторождений в зеленокаменных поясах, разработанных с учётом обстановок их размещения и устойчивых ассоциаций с конкретными рудоносными литофациальными комплексами [5]. На Хаутаваарской площади установлен ряд небольших рудопроявлений золота (рис. 1), занесённых в кадастр Республики Карелия [14], однако новых открытий в последующие годы не было. Поскольку на Земле золоторудные месторождения докембрийского возраста представлены наиболее широко [4, 15] (~50% крупных (>100 т), а также огромное количество средних и мелких промышленно важных объектов), поиски золота в Карелии продолжались.

В соответствии с существующими систематиками [15, 17, 18, 20–22] гидротермальные месторождения и проявления золота в зе-

Кулешевич Людмила Владимировна¹

кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
kuleshev@krc.karelia.ru

Алексеев Иван Александрович²

доцент
кандидат геолого-минералогических наук
заведующий кафедрой геологии
месторождений полезных ископаемых
i.alekseev@spbu.ru

Лавров Олег Борисович¹

научный сотрудник
руководитель музея геологии докембрия
petrlavrov@list.ru

Дмитриева Антонина Васильевна¹

научный сотрудник
dmitrieva-a-v@yandex.ru

¹ ФГБУН Институт геологии КарНЦ РАН,
г. Петрозаводск

² Институт наук о Земле ФГОУ ВПО СПГУ,
г. Санкт-Петербург

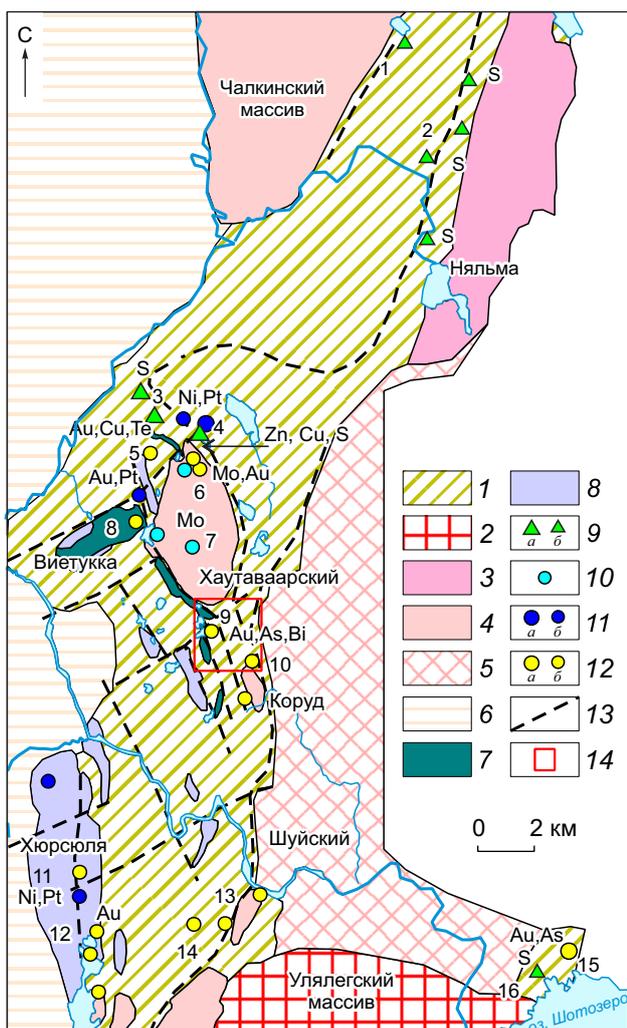


Рис. 1. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ НА ХАУТАВААРСКОЙ ПЛОЩАДИ (составлена Л.В.Кулешевич с использованием материалов Карельской геологической экспедиции и [14]):

1 – вулканогенно-осадочные толщи лопийского надгоризонта (3,0–2,85 млрд лет), хаутаваарская серия; 2 – граниты-рапакиви (1,54 млрд лет); 3 – К-граниты (~2,7 млрд лет); 4 – дифференцированные умереннощелочные массивы Хаутаваарского комплекса (2,74 млрд лет), их названия; 5 – Шуйский тоналит-трондьемит-гранодиоритовый комплекс (~2,86 млрд лет); 6 – гранитогнейсы; 7 – габбро комплекса Виетукка (2,91 млрд лет); 8 – ультрабазиты; 9–12 – месторождения (а) и рудопроявления (б): 9 – медно-цинково-колчеданные, 10 – молибденовые, 11 – (платино)-медно-никелево-сульфидные, 12 – золото-редкометалльные, золото-сульфидные; 13 – зоны деформаций; 14 – участок Раялампи; цифры на схеме – рудопроявления и месторождения (1 – Корбозеро, 2 – Чалка, Мулдусельга, Северный рудник, 3 – Шуйское, «Планшет-2», Хаутаваарское колчеданное, 4 – Хаутаваарское никелевое, 5 – Лоухиваара, 6 – Северное и Центральное Хаутаваарское, 7 – Хаутаваарское молибденовое, 8 – Виетуккалампи, 9 – Раялампи, 10 – Коруд, 11 – Хюрсюля (никелевое), 12 – Хюрсюля (золото-сульфидное), 13 – Шуереченское, 14 – С-77 ЮК, 15 – Новые Пески, 16 – Улялегское)

ленокаменных поясах Карелии можно отнести к следующим основным типам:

- орогенные мезотермальные (гидротермальные в сдвиговых зонах);
- связанные с интрузивными комплексами (гранитоидами, гранит-порфирами, граносиенитами-монцогранитами);
- золотосодержащие колчеданно-полиметаллические руды (VMS-тип).

В последнее десятилетие по итогам геолого-поисковых работ ООО «Онего-золото», а также геохимических и металлогенических исследований, проводимых рядом геологических организаций, на Хаутаваарской площади утверждены запасы месторождения Новые Пески, выделены перспективные проявления и литохимические аномалии. Подтверждена связь золото-сульфидного и молибденового оруденения с граносиенит-монцогранито-

вым Хаутаваарским массивом [8–10]. Установлено, что к сдвиговым зонам деформаций и рассланцевания в северо-западном ореоле последнего приурочена золото-теллуридно-медно-сульфидная минерализация [11].

Цель настоящей работы – поиски золота южнее Хаутаваарского массива. Авторами рассматриваются результаты комплексных геологических исследований и изучения состава руд и окорудных метасоматитов, благодаря которым обнаружен новый для региона золото-висмутый тип оруденения (рудопроявление Раялампи), находящийся в единой зональности с золотосодержащим сульфоарсенидным типом и отнесённый к золото-редкометалльной рудной формации.

Фактический материал представлен образцами вмещающих и интрузивных пород, рудовмещающих габброидов, их изменёнными разностями, аншлифами с рудной минерализацией, литохимическими пробами. Основные задачи исследований включали изучение геологического строения рудопроявления Раялампи, выявление закономерностей локализации золоторудной минерализации и особенностей рудной зональности, определение

минерального и геохимического составов руд и их генезиса, установление поисковых критериев и минералого-геохимических индикаторов оруденения.

Поисковые работы на участке Раялампи сопровождались комплексом геолого-геохимических исследований – детальным картированием, выделением зон расланцевания и метасоматически изменённых пород, выявлением системы прожилков с вкрапленной сульфидной, арсенопиритовой или висмутовой рудной минерализацией. Литохимическое опробование, проводившееся сотрудниками Института Наук о Земле (г. Санкт-Петербург), позволило найти и оконтурить перспективные аномалии по спутникам золота (As, Bi, Pb, Cu). На основе синтеза всех полученных данных разрабатывались поисковые критерии.

Изучение состава габбро, вмещающих пород, зон метасоматического изменения и рудной минерализации в них проводилось с помощью химического анализа и масс-спектрометрического метода с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Рудные минералы и околорудные метасоматические ассоциации определялись под микроскопом и исследовались с использованием электронного сканирующего микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350 в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Содержание благородных металлов и их спутников определялось методом ICP-MS.

В геологическом строении Хаутаваарской структуры по местной стратиграфической шкале в лопийском надгоризонте мезоархея выделяют пять свит [13], относимых к хаутаваарской серии (см. рис. 1): виетуккалампинская, лоухиваарская, калаярвинская, кульюнская, усмитсанъярвинская. Виетуккалампинская свита (3,0–2,94 млрд лет) представлена андезибазальтами, андезитами, дацитами, риолитами и вулканогенно-осадочными толщами. Лоухиваарская свита (2,98 млрд лет) объединяет подушечные, миндалекаменные и массивные лавы, туфы толеитовых базальтов и коматиитов. Калаярвинская свита представлена переслаивающейся толщей агломератовых, лапиллиевых и псаммитовых туфов и туффитов кислого–среднего состава, прослоями лав, слоистых осадков и углеродсодержащих сланцев с горизонтами колчеданно-полиметаллических руд (с цинком и медью). Эти породы, судя по возрасту секущих их порфировых даек, формировались ранее чем 2,85 млрд лет назад.

Они перекрываются толеитовыми базальтами кульюнской свиты и вулканогенно-осадочным комплексом усмитсанъярвинской. Вулканогенно-осадочные толщи лопийского надгоризонта и прорывающие их интрузивы формировались в разных геодинамических условиях 3,0–2,85 млрд лет назад [16].

Интрузивный ультрабазит-базитовый магматизм представлен пластовыми и дайковыми телами перидотитов и габбро, встречающимися на двух возрастных уровнях хаутаваарской серии. Массив габброидов, расположенный западнее оз. Виетуккалампи (см. рис. 1), сечёт нижнюю её часть (виетуккалампинскую и лоухиваарскую свиты) и имеет возраст 2914 ± 9 млн лет [1]. Дайки габброидов (комплекс Виетукка) прослеживаются от оз. Виетуккалампи на юго-восток до участков Раялампи и Коруд. Раннеорогенный этап формирования Хаутаваарской структуры завершился складчатостью и метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений, внедрением гранитоидов Шуйского тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса и комагматичных им риодацитовых даек (~2,86 млрд лет), секущих в том числе колчеданные горизонты в калаярвинской свите. В осевой части Хаутаваарской структуры деформированные вмещающие толщи секутся неоархейскими умереннощелочными массивами Хаутаваарского комплекса, возраст которого 2,74 млрд лет. Завершается позднеархейский магматизм образованием калиевых гранитов – массивов в обрамлении Хаутаваарской структуры, а также малых тел и пегматитов комплекса Виртаоя (~2,7–2,68 млрд лет), секущих зеленокаменные породы. Эти интрузии и региональная субмеридиональная сдвиговая зона (вдоль восточной границы структуры с оперяющими северо-западными зонами расланцевания) сформировались на орогенном этапе и завершают позднеархейскую эволюцию структуры [8].

К неоархейским массивам относятся внутриструктурные умереннощелочные интрузии санукитоидной серии (Хаутаваарский, Коруд, Чалкинский, Восточно-Хюрсюльский массивы) (см. рис. 1), дифференцированные от монцогаббродиоритов до граносиенитов (табл. 1). Они секут смятые и метаморфизованные зеленокаменные толщи и обычно приурочены к узлам зон деформаций. Породы отличаются повышенными щёлочностью, магниезальностью, содержаниями Sr, Ba, REE, что обуславливает изменения вмещающих толщ в ореоле и, судя по их геохимии, генерированы глубинным маг-

1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ХАУТАВААРСКОГО МАССИВА

Компоненты	Монцо-габбро	Монцо-диориты	Кварцевые монцо-диориты	Граносиениты	Монцо-граниты	Изменённые граносиениты вблизи кварцевого штокверка	Золото-сульфидно-кварцевые жилы*
SiO ₂ , масс. %	53,29	57,83	61,74	67,96	69,94		
TiO ₂	0,88	0,66	0,62	0,44	0,35		
Al ₂ O ₃	15,68	15,04	17,66	14,62	14,10		
Fe ₂ O ₃	3,08	2,48	2,15	1,25	0,95		
FeO	4,71	3,45	2,01	1,78	1,49		
MnO	0,14	0,10	0,06	0,05	0,04		
MgO	5,92	4,46	2,13	1,82	1,22		
CaO	6,87	4,65	1,98	1,63	1,56		
Na ₂ O	3,36	3,61	4,09	3,84	3,91		
K ₂ O	3,19	4,48	6,06	5,29	5,31		
ППП	1,63	2,37	1,02	0,96	0,71		
P ₂ O ₅	0,58	0,43	0,27	0,14	0,16		
Σ	99,32	99,54	99,79	99,79	99,73		
mg#	0,59	0,59	0,49	0,53	0,48		
Σalk	6,55	8,09	10,15	9,13	9,22		
Na ₂ O/K ₂ O	1,05	0,82	0,67	0,74	0,74		
ΣREE, г/т	249	218	346	251	199	237–614	7–63
Co	28,17	22,6	10,23	7,93	6,26	5–9	1–7
Ni	56,28	59,69	25,36	20,87	20,40	20–33	10–56
Cu	36,83	89,8	15,85	17,44	13,88	18–29	21–355
Zn	131	101,85	40,62	37,59	26,27	32–40	3–16
As	21,31	31,54		9,06	8,07		14–30
Mo	2,21	2,18	1,42	4,51	3,59	0,1–13	3–948
Ag	0,30	0,65	0,82	1,56	0,91	1,2–2	1–10
W	0,48	1,76	2,77	1,56	2,87	2–5,8	0,8–21
Pb	9,22	42,07	13,04	20,67	26,59	22–53	53–426
Bi	0,74	0,36	0,30	0,14	0,15	0,2–2,6	13–96
Te	1,3	1,92	0,25	0,35	0,30	0,88–1,16	1,31–21,2
Au						<1,1	1,3–21
Число анализов	3	2	1	9	8	3	5

* Проявление Центральное Хаутаваарское.

матическим источником, сопровождавшимся смешением мантийного и корового материала [8, 9].

Петро- и геохимические особенности дифференциатов Хаутаваарского массива, вмещающих толщ и габбро рудопроявления Раялампи указаны в табл. 2 (см. также табл. 1) и вынесены на рис. 2. Гидротермально-метасоматические изменения пород сопровождаются аномальными концентрациями Mo, Cu, Pb, Ag, Bi, Te, As, W, Au (см. табл. 1), золото-сульфидно-кварцевой и молибденитовой минерализацией массива и его ореола (см. рис. 1) [9–11]. Предполагается, что золото-сульфидная и золото-редкометалльная минерализация, выявленная в пределах массива, его ореола, а также в меридио-

нальной сдвиговой зоне, трассируемой цепочкой небольших однотипных внутривидовых массивов в южной части площади, завершила неоархейский флюидно-магматический этап формирования Хаутаваарской площади ~2,7 млрд лет назад.

На рудопроявлении Раялампи (рис. 3) вмещающие толщи, расположенные западнее группы озёр, представлены андезитами и андезибазальтами вьетуккалампинской свиты. Андезибазальты прорываются дайкой габбро северо-западного простирания. Восточнее интрузии развиты сланцы по туфам среднего состава и кварц-плагиопорфиры (субвулканические дациты-риодациты) калаярвинской

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ГАББРОИДОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РАЯЛАМПИ (масс. %)

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ППП	P ₂ O ₅	S	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O
1	56,68	0,81	14,41	3,9	5,31	0,142	3,07	11,97	1,31	0,43	0,09	1,6	0,1		99,82	1,74
2	57,2	1,34	11,25	2,13	12,64	0,182	3,21	5,64	3,3	0,8	1,86	0,22			99,97	4,16
3	73,1	0,46	14,16	0,5	1	0,02	0,85	1,47	6,18	1,06	0,2	0,67	0,2		99,87	7,24
4	69,5	0,35	10,77	4,53	1,79	0,022	0,6	2,4	2,58	1,32	0,59	5,39	0,07		99,91	3,9
5	70,32	0,49	13,04	1,31	1,94	0,075	1,06	3,01	4,18	1,53	0,42	2,34	0,25		99,97	5,71
6	65,36	0,53	15,88	1,06	3,09	0,055	2,55	2,44	4,52	2,7	0,11	1,33	0,28		99,91	7,22
7	62,52	0,72	16,02	2,18	3,73	0,075	1,61	5,88	2,15	1,75	0,14	2,8	0,29		99,87	3,9
8	62,18	0,67	15,53	1,66	2,73	0,112	2,46	3,94	4,73	1,58	0,22	3,76	0,27		99,84	6,31
9	52,56	1,62	11,8	4,95	13	0,255	2,88	6,81	3,52	0,64	0,18	1,64	0,1		99,86	4,1
10	55,12	1,5	14,23	2,48	8,97	0,161	3,88	6,95	3,43	1,04	0,12	1,68	0,14		99,7	4,47
11	52,98	1,35	13,02	3,63	10,33	0,214	4,21	6,6	2,96	0,33	0,21	3,62	0,13		99,58	3,29
12	50,92	1,57	13,66	3,8	10,69	0,177	3,82	8,89	2,62	0,42	0,1	3,17	0,16		100	3,04
13	49,96	1,77	11,44	6,18	13,28	0,226	4,46	7,1	2,48	0,65	0,18	2,15	0,1		100	3,13
14	48,74	0,48	16,96	1,64	7,97	0,183	7,53	9,11	2,08	1,99	0,11	2,97	0,08	0,04	99,82	4,07
15	58,10	1,17	12,09	4,62	10,27	0,143	2,05	4,19	3,18	0,18	0,18	3,12	0,23	2,14	99,99	3,36
16	55,94	1,42	11,67	4,67	11,71	0,206	2,43	4,92	2,96	0,34	0,34	2,44	0,21	0,71	99,86	3,30
17	55,36	1,36	12,23	3,67	12,43	0,218	2,73	5,64	2,87	0,62	0,23	2,15	0,22	0,29	99,73	3,49
18	54,36	1,43	11,92	4,22	12,85	0,215	2,73	5,64	2,66	0,41	0,29	2,66	0,22	0,95	99,61	3,07
19	56,40	1,31	12,26	3,45	11,70	0,207	2,84	5,06	3,07	0,76	0,25	2,25	0,21	0,82	99,77	3,83
20	57,06	1,12	10,81	10,06	6,68	0,141	2,00	2,96	3,21	0,56	0,35	4,67	0,22	0,16	99,84	3,77
21	74,72	0,60	8,44	3,77	3,45	0,127	0,81	3,90	2,01	0,16	0,42	1,42	0,09	0,28	99,92	2,17
22	73,26	0,84	7,60	2,86	6,68	0,122	1,49	2,82	2,03	0,33	0,31	1,49	0,14	0,12	99,97	2,36
23	73,76	0,62	8,53	3,91	3,88	0,078	0,89	2,24	3,09	0,19	0,50	2,03	0,12	0,88	99,84	3,28

Примечание. 1, 2 – вмещающие андезибазальты (2 – с вкрапленностью сульфидов и ильменитом); 3–5 – кварц-плагиопорфиры, риодациты (3, 5 – массивные, 4 – рассланцованные с пиритовой вкрапленностью); 6–8 – плагиопорфиры дацитового состава; 9–13 – габбро, западный участок рудопроявления; 14–20 – габбро, восточный участок (14 – с биотит-хлоритовыми изменениями, 20 – изменённое с сульфидной вкрапленностью); 21–23 – интенсивно окварцованные габбро

свиты, севернее вмещающие толщи и габброиды прорываются Хаутаваарским массивом, южнее – массивом Коруд. Составы основных типов пород рудопроявления Раялампи приведены в табл. 2.

Дайка габбро изучаемого рудопроявления блокирована (см. рис. 3), но хорошо выделяется при измерениях магнитного поля. В восточной части участка чёрные габбро интенсивно ожежены с поверхности, в западной части вблизи озёр породы светло-зеленоватые в связи с их эпидотизацией. Габброиды содержат $\Sigma(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ от 10 до 19,46, TiO₂ до 1,77% (см. табл. 2). С габбро Виетуккалампинского комплекса [12] их сближает выраженная железистость, однако они имеют повышенные содержания SiO₂ и Na₂O, низкие – MgO и CaO, что роднит их по составу с диоритами. Содержание K₂O локально растёт до 1,99% за счёт биотита (см. табл. 2). От монцогаббро Хаутаваарского комплекса (см. табл. 1) они отличаются низким содержанием суммы всех щелочей и редкоземельных элементов.

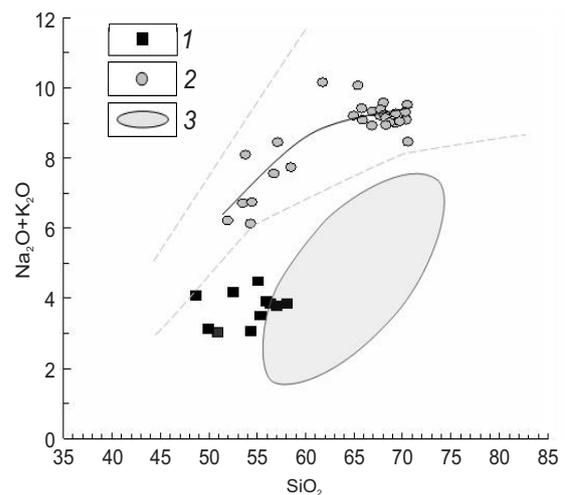


Рис. 2. ДИАГРАММА СОСТАВОВ ИНТРУЗИВНЫХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РАЯЛАМПИ:

1 – габбро; 2 – монцогаббро-граносиениты дифференцированного Хаутаваарского массива; 3 – вмещающие толщи (андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты)

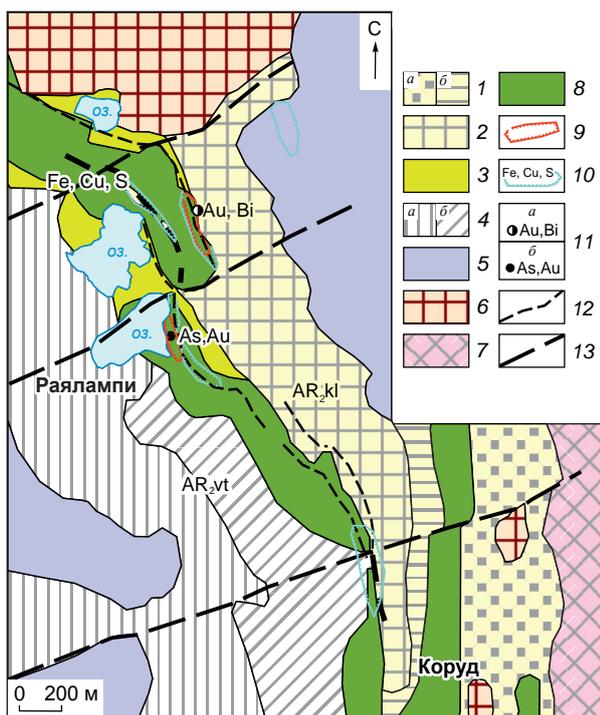


Рис. 3. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУДОПРояВЛЕНИЯ РАЯЛАМПИ (составлена Л.В.Кулешевич):

калаярвинская свита: 1 – вулканогенно-осадочные толщи (а – осадки, б – туфы), 2 – субвулканические порфировые тела дацитов-риодацитов, отчасти агломератовые туфы; 3 – базальты, андезибазальты; 4 – вулканогенно-осадочная толща среднего и кислого составов виетуккалампинской свиты (а – дациты, б – андезиты); 5 – ультраосновные породы; б – умереннощелочные породы Хаутаваарского комплекса; 7 – граниты Шуйского комплекса; 8 – габбро; рудные зоны: 9 – установленные, 10 – литохимические аномалии, обусловленные сульфидной вкрапленностью; 11 – рудопроявление Раялампи (а – золото-висмутное (восточный участок), б – золото-арсенипиритовое (западный)); 12 – северо-западные зоны расланцевания; 13 – северо-восточные тектонические зоны, блокирующие габбро

Минеральная ассоциация метаморфизованных габбро представлена Са-роговой обманкой, раскисленным плагиоклазом, эпидотом, кварцем, магнетитом и ильменитом. Титаномагнетит (3–6%) распадается с выделением ламелл ильменита и затем полностью замещается им. Дайки габброидов и вмещающие их толщи деформированы и смещены более поздними северо-восточными сдвигами (~70°), блокирующими всю структуру. Северо-западные зоны расланцевания сопровождаются низкотемпературными метасоматическими изменения-

ми пород. По габбро и основным породам развиваются прожилковая и пятнистая эпидотизация (или пропилитизация, по [6]), актинолит, раскисленный плагиоклаз. В зонах более позднего прожилкового окварцевания выделяются хлорит, альбит, кварц, реже биотит.

Золото-сульфоарсенидная минерализация выявлена на западном участке у оз. Раялампи в интенсивно окварцованных габброидах (табл. 3; см. рис. 3). Изменения пород проявлены неравномерно, прослеживаются по простиранию дайки на расстояние до 1,5 км. В изменённых габбро можно выделить центральную зону окварцевания с сульфоарсенидами, непосредственно примыкающую к ней кварц-хлоритовую и внешнюю наиболее широко проявленную зону пропилитов с сульфидной вкрапленностью [11]. Центральная часть рудной зоны окружена интенсивно хлоритизированными породами с вкрапленностью сульфидов и сульфоарсенидов (арсенипирита или кобальтина). В ассоциации с ними встречаются редкие единичные зёрна микронного размера – галенита, висмутотеллуридов, гессита, алтаита, золота. Внешняя зона изменения представлена эпидотизированными габброидами (пропилитами), которые содержат гнёзда и вкрапленность сульфидов (1–10%) – пирротина, халькопирита, реже пирита, кобальтина, сфалерита (Fe 3,7–9,7%). Здесь кобальтин и пирит выделяются первыми, замещаются пирротинном и халькопиритом. Медь распределена неравномерно (см. табл. 3). Её содержание в неизменённых габбро и вмещающих толщах не превышает 70 г/т, в метасоматитах по габбро с сульфидной вкрапленностью возрастает до 288–387 г/т, а в рудной зоне в зальбандах прожилков – до 469–1166 г/т. Содержания Co, Sb, Bi, Pb в ряду от слабо изменённых пород к рудной зоне увеличиваются в 2–10 раз, As – в 100 раз.

В центральной части золото-сульфоарсенидной зоны брекчированные и расланцованные габбро насыщены маломощными кварцевыми жилами северо-западного (330°), реже северо-восточного (70°) простирания. У оз. Раялампи тонкие сблизженные прожилки образуют зону окварцевания мощностью 0,5–1 м при общей мощности зоны изменения до 5–20 м. Кварцевые прожилки обычно окружены хлоритом, содержат альбит, реже в них встречаются биотит, мусковит, калишпат, турмалин, что отражается в химическом составе изменённых пород (см. табл. 2). Рудная минерализация представ-

3. СОДЕРЖАНИЕ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГАББРО, МЕТАСОМАТИТАХ И РУДНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОГО УЧАСТКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РАЯЛАМПИ

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ti, масс. %	0,61	1,08	1,12	0,92	0,81	1,16	1,15	0,83	1,87	0,62	0,24	0,64	0,27
Mn, масс. %	0,06	0,16	0,13	0,12	0,14	0,12	0,07	0,07	0,08	0,03	0,016	0,03	0,017
P, г/т	392	270	556	409	399	636	531	418	298	165	150	190	150
V	162	750	559	580	575	499	531	486	882	377	144	383	156
Cr	31	16	22	17	9,3	12	9	27	11	16	22	13	25
Co	15	52	39	46	42,2	63	458	569	11	126	30	138	32
Ni	38	10	27	17	26,2	74	78	78	11	14	18	26	33
Cu	14	16	11	288	322	387	539	1166	234	1082	469	1166	541
Zn	32	101	70	62	75	78	92	77	64	59	161	71	198
As	-	-	14	18	10,5	22	3143	2421	5632	43 660	20 810	52 730	25 310
Mo	0,76	-	0,71	0,68	0,63	0,74	1,1	1,5	1,5	0,77	1,66	0,82	2,0
Ag	0,14	0,22	0,1	0,34	0,51	0,49	0,94	1,24	0,97	1,4	2,14	1,17	1,88
Sb	0,67	0,49	1,46	0,92	0,66	1,73	15,3	11,7	5,52	77,5	28,8	90	33
Te	-	-	-	-	0,21	-	2,01	1,75	0,43	2,57	0,85	2,6	1,7
ΣREE	38	48	70	52	61	69	34	35	24	12	9	13	10
W	0,88	1,16	12,3	0,91	1,25	3,87	3,88	3,74	34,5	6,78	6,46	6,9	7,2
Pb	5,5	4,9	4,8	4,9	5,4	7,7	11,4	12,5	514	506	1693	545	2037
Bi	0,22	0,43	0,15	0,25	0,16	0,45	2,88	2,43	0,94	7,35	3,67	7,2	3,7
Au	-	0,092	0,1	-	-	0,04	0,19	0,15	-	1,37	0,42	1,92	0,53
Pt	0,043	0,058	0,031	-	-	0,051	0,079	-	0,075	0,021	-	-	0,02

Примечание. 1 – вмещающие андезибазальты; 2 – габбро; 3–13 – изменённые габбро: 3–6 – внешняя зона изменённых (пропилитизированных) габбро с сульфидами, 7–8 – околорудная зона (кварц-хлоритовые метасоматиты с вкрапленностью арсенипирита), 9–13 – арсенипирит-кварцевая жильная зона; прочерк – ниже предела обнаружения.

лена арсенипиритом, галенитом, пиритом, ильменитом, в небольшом количестве присутствует Со-арсенипирит, реже шеелит, сфалерит, тонкодисперсные золото, висмутотеллуриды, антимонит. Текстура руд неоднородная, вкрапленная, гнездово-прожилковая (рис. 4, а).

Арсенипирит образует мелкие игольчатые, ромбические и более крупные кристаллы размером до 1–5 мм (см. рис. 4). Содержание As в рудах составляет 0,24–5,3%, (см. табл. 3), в арсенипирите возрастает от ранних генераций игольчатых кристаллов к поздним ромбическим и крупным метакристаллам, при этом соотношение S/As уменьшается от 1,38 до 1,2–1,14. По составу арсенипирита и хлорита из околорудных метасоматитов начальная температура рудообразования оценивается в 380°C [11]. В приповерхностной зоне арсенипирит замещается скородитом и гидроксидами железа. Шеелит в ассоциации с арсенипиритом образует зёрна размером до 40 мкм. Он установлен в кварце, в микровключениях (1–15 мкм) в ильмените и повсеместно отмечается в шлихах на изучаемой

площади. Пирит в ассоциации с арсенипиритом наблюдается редко, более широко он распространён в виде сульфидной вкрапленности и прожилков во внешней зоне изменённых пород. Из поздних сульфидов определены халькопирит, галенит и более редкий антимонит (1–7 мкм). Золото (1–4 мкм) встречается в арсенипирите и сохраняется в скородите при окислении арсенипиритовых руд. Оно на 5,1–33,35% состоит из серебра, преобладают золотинки с содержанием Ag 18–23%.

Содержания элементов в центральной части рудной золото-сульфоарсенидной зоны участка составляют, г/т: Cu 1166–3200, Pb 2037–2800, Sb 77,5, Co 569, Bi 7,35, W 34,5, Te 2,6, Ag 2,14, Mo до 1,66. Содержание Au невысокое 0,15–1,92 г/т (см. табл. 3). Распределение Ti, V – типоморфных для габбро элементов – неравномерное: в изменённых габбро их содержание выше за счёт присутствия ильменита, в окварцованных породах вблизи рудных тел – снижается. Концентрация платиноидов низкая (см. табл. 3). Золото-сульфоарсенидная минерализация сопровождается литохимической аномалией

с характерными типоморфными для этой зоны элементами – As, Cu, Pb, которые служат геохимическими индикаторами при выделении внешнего ореола золото-редкометалльной минерализации.

Золото-висмутовая минерализация была обнаружена на восточном участке рудопроявления. Тонкая вкрапленная минерализация приурочена к линейной зоне северо-западного расщеливания и прожилкового окварцевания в восточном эндоконтакте интрузии габброидов. Изменения однотипны с западным участком. Зона окварцевания сложена маломощными прожилками северо-западного ($330, 280^\circ$), реже северо-восточного простирания. Её видимая мощность составляет 6–10 м, протяжённость по геофизическим данным достигает 200 м. Толщина отдельных и сближенных прожилков в основном 0,1–2, жил до 10–15 см. Сульфидная (халькопирит-пирротиновая) вкрапленность фиксирует внешний ореол рудной зоны: выделяется визуально по ожелезнению пород и аномалией в геофизических полях. Золото-висмутовая минерализация продуктивной стадии тяготеет к зальбандам прожилков и более крупных жил. Установлены три сменяющие друг друга ассоциации: сульфидная (халькопирит-пирротиновая); ранняя арсенопиритовая с шеелитом; продуктивная золото-висмутовая с последовательной сменой золото-висмутовой, золото-теллуридно-висмутосульфидной, золото-висмута-свинцово-сульфидной рудных ассоциаций. Изменение габброидов сопровождается проявлением рудной и геохимической зональности. В центральной части окварцеванной зоны возрастают концентрации почти всех рудогенных элементов – Cu, Bi, Au, Te (табл. 4). В центральной части собственно рудной зоны установлены максимальные содержания Bi, Au, Te, в зальбандах наиболее крупной жилы отмечаются, в том числе, Mo, Pb, Ag.

Ранняя сульфидная минерализация сопровождается эпидотовыми изменениями. Вкрапленность сульфидов (1–6%) представлена преимущественно пирротином, который сростается с ильменитом и халькопиритом, а при окислении замещается марказитом и гидроксидами железа. В ассоциации с сульфидами иногда появляются минералы более поздней стадии – галенит, гиссенит ($\text{Cu}_2\text{Pb}_{26}\text{Bi}_{20}\text{S}_{57}$). Халькопирит выделяется на ранней и заключительной стадиях рудообразования.

Золото-сульфоарсенидная рудная стадия на восточном участке рудопроявления Раялампи прояв-

лена ограниченно. Она начинается с выделения редких сульфоарсенидов, шеелита, молибденита. С арсенопиритом и кобальтином (Co 2,69–31,93%) иногда встречаются небольшие золотинки. Шеелит образует редкие кристаллы (до 1–2 мм), которые содержат эмульсионные включения висмута (1–4 мкм) и секутся тонкими просечками с висмутином. Поскольку сульфоарсенидная ассоциация на восточном участке редкая и практически полностью вытесняется висмутовой, концентрации элементов ранней стадии также низкие, г/т: As 79, Sb 6,1, W 2,7, Mo 10,6 (см. табл. 4).

Продуктивная золото-висмутовая стадия рудообразования сопровождается привнесением Bi, Au, Pb, Te и отложением минералов золота и висмута. Последние представлены мелкими зёрнами, игольчатыми кристаллами и их совместными сростаниями (рис. 5). Сначала выделяются самородный висмут, высоковисмутовые теллуrowисмутиды и Pb-Bi сульфосоли, такие как теллуросозеит, сульфосозеит, реже хедлейит, ингодит, сульфоцумоит, тетрадимит (малораспространённые из-за низкого, до 42–151 г/т, содержания Te в рудах). Затем при возрастании в рудообразующих растворах роли S висмут и теллуrowисмутиды замещаются висмутином, который иногда, при содержании Pb до 5–6%, сам замещается более редким галеновисмутитом (табл. 5; см. рис. 5, а). В поздних ассоциациях появляются Pb-Bi сульфосоли (ашамальмит и более редкие) с разным соотношением Pb/Bi (см. табл. 5). При окислении висмутовые минералы замещаются бисмитом Bi_2O_3 .

По данным опробования (см. табл. 4) содержание золота в рудной золото-висмутовой зоне достигает 283 г/т. Содержания прочих элементов-индикаторов оруденения составляют, г/т: Bi 11–7891, Pb 0,1–1520, Te 2,2–151, W 0,5–2,66, Cu 31–167, As 5,4–79, Mo 1,7–10,6. Золото отлагается совместно с минералами висмута в основную продуктивную стадию. Обычно оно высокопробное, содержит 3–13% Ag, реже до 1–17% Bi (табл. 6). Золото ассоциирует с самородным висмутом и высоковисмутовыми минералами, образует мальдонит Au_2Bi . При усилении роли S в растворах оно выделяется в сростании с висмутином и входит в состав джонассонита $\text{Au}(\text{Bi}, \text{Pb})_5\text{S}_4$. Встречаются своеобразные эвтектические прорастания золота, мальдонита и висмута (см. табл. 6, рис. 5, в), золота и висмутинина, сростания с жозеитом (см. рис. 5, г, д), ингодитом и самостоятельные кристаллы непосредственно в кварце

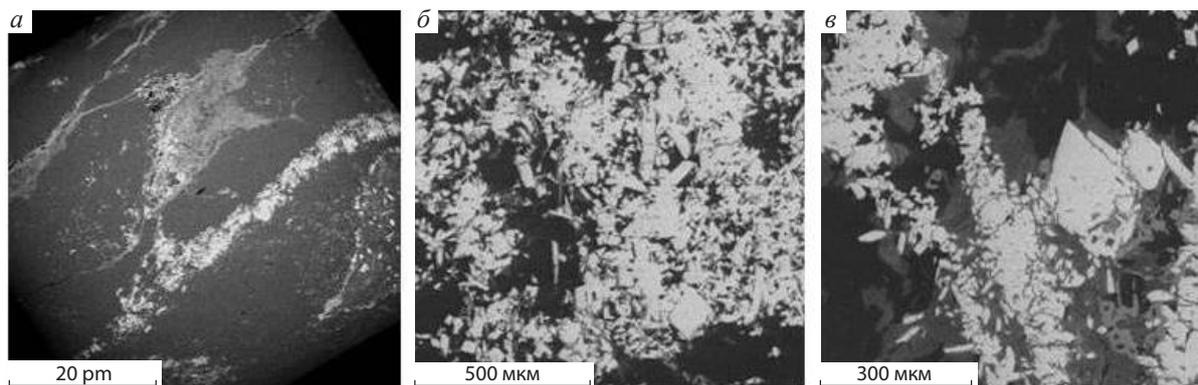


Рис. 4. РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАПАДНОГО УЧАСТКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РАЯЛАМПИ:

а – вкрапленно-прожилковая текстура арсенопиритовой минерализации; *б* – игольчатый арсенопирит-1; *в* – ромбические кристаллы арсенопирита-2 и игольчатые кристаллы, образующие метакристалл арсенопирита-3

4. СОДЕРЖАНИЕ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВМЕЩАЮЩИХ ГАББРОИДАХ, МЕТАСОМАТИТАХ И РУДНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО УЧАСТКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РАЯЛАМПИ

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Ti, масс. %	0,27	0,85	0,7	0,93	0,88	0,85	0,90	0,68	0,45	0,71	0,86	0,14	0,29	0,26	0,25	0,46	0,38	0,55	0,44
Mn, масс. %	0,13	0,15	0,12	0,14	0,14	0,14	0,15	0,09	0,06	0,1	0,12	0,02	0,06	0,03	0,10	0,09	0,09	0,08	0,06
P, г/т	203	585	713	701	622	615	584	635	389	720	923	220	282	411	271	407	360	416	385
V	180	181	90	173	182	184	224	153	84	41	56	6	76	13	58	88	109	135	111
Cr	220	30	22	16	30	26	21	16	42	34	17	37	47	33	34	24	32	28	33
Co	38	33	34	40	52	47	44	15	33	50	21	3	16	7,4	18	32	14	12	44
Ni	121	22	17	17	22	19	20	13	31	25	21	27	32	21	25	21	23	20	28
Cu	27	75	77	167	182	200	239	280	225	497	122	31	139	98	42	167	63	52	301
Zn	81	91	79	101	84	87	100	60	37	61	74	10	33	26	36	53	39	53	32
As	30	21	32	1,3	26	22	22	28	39	19	5,4	78	33	42	37	79	53	33	27
Mo	0,3	1,2	1,1	0,92	0,9	1,3	1,3	1,1	2	1,4	10,6	4,5	2,5	2,2	2,3	3,2	3,4	1,7	1,2
Ag	0,05	0,1	0,1	0,51	0,1	0,2	0,2	0,4	0,3	0,5	24,1	1,2	0,9	0,8	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2
Sb	0,4	0,6	0,6	0,87	0,8	0,7	0,7	0,5	0,4	0,7	6,1	2,5	0,5	1	0,2	0,4	1,2	0,4	0,5
Te	0,1	0,2	0,2	0,13	0,3	0,2	0,4	0,9	2	1,3	151	35	42	7	11	14	4,1	2,2	0,3
ΣREE	21	67	73	81	65	65	77	39	26	99	69	8	26	23	11	30	27	30	33
W	0,9	0,7	0,8	0,78	0,7	0,7	0,9	0,6	0,8	0,9	2,66	0,7	0,6	0,7	0,5	0,7	1,2	0,8	0,8
Pb	8	6	6,7	6,5	6	8,3	5,8	29	7	12	1520	23	10	35,2	8	27	0,1	5,0	6,7
Bi	0,2	1,8	2,8	1,54	4,8	2	2,2	7,4	8,6	29	7891	1319	117	364	36	45	14	11	3,0
Au	0,09	0,7	0,6	-	-	0,4	1,2	1,3	3,9	4,5	283	126,7	57,5	18,2	28,6	14,7	8,2	7,8	0,7
Pt	0,06	0,2	0,2	0,066	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,25	0,08	0,1	0,1	0,09	0,1	0,1	0,1	0,1	0,13

Примечание. 1 – изменённые андезибазальты (вмещающая толща); 2, 3 – габбро; 4–6 – габбро с сульфидной вкрапленностью (внешний ореол); 7–10 – изменённые габбро (околорудный ореол с вкрапленностью сульфидов и редко висмутидов); 11–18 – рудная золото-висмут-кварцевая прожилковая зона; 19 – кварцевая жила.

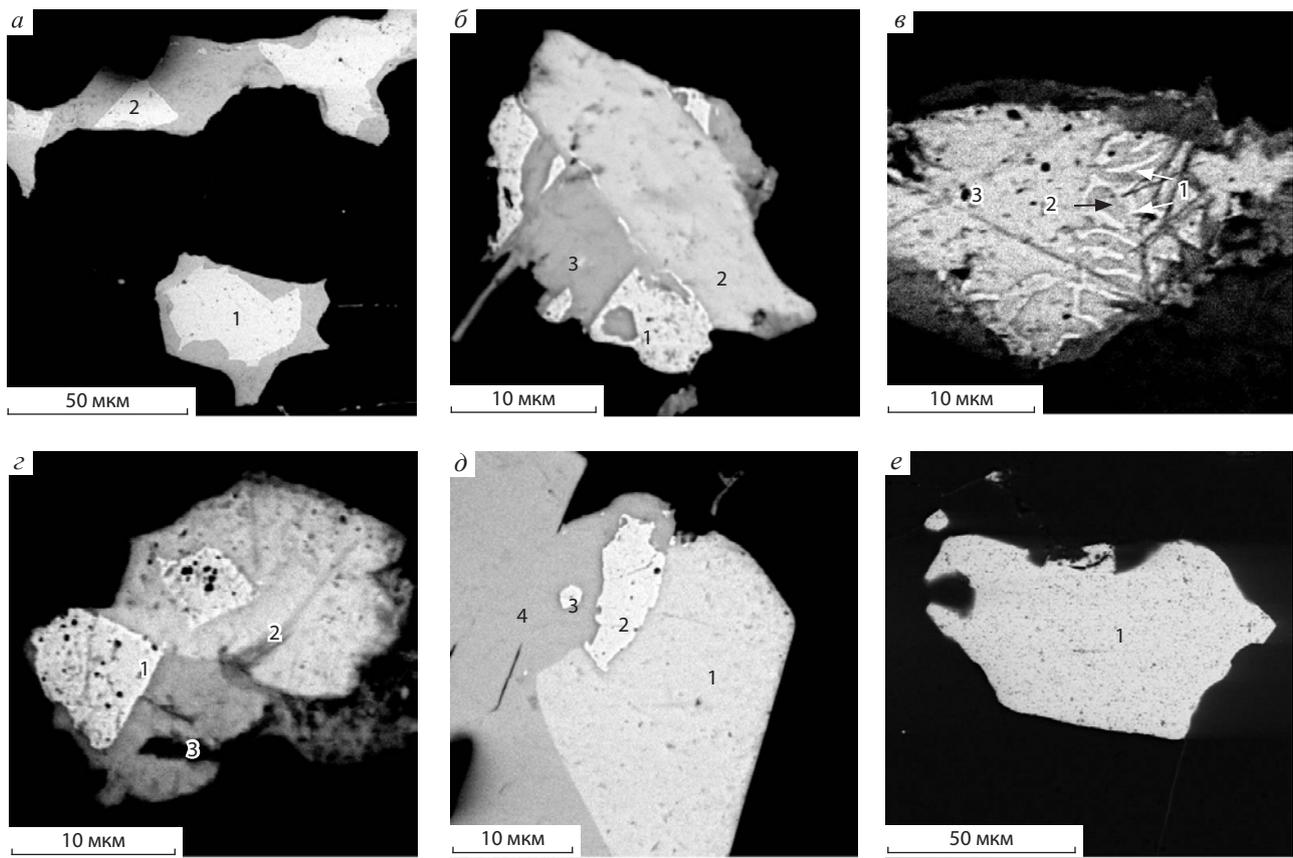


Рис. 5. ЗОЛОТО-ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВОСТОЧНОГО УЧАСТКА РУДОПРЯВЛЕНИЯ РАЯЛАМПИ:

а – висмут (1) замещается висмутином (2); *б* – сростание золота (1), висмутотеллурида (2), висмутитина (3); *в* – эвтектическое сростание золота (1) и мальдонита (2), висмут (3); *г* – золото (1) в теллурожозеите (2) и висмутине (3); *д* – сульфожозеит (1), золото (2, 3), висмутин (4); *е* – золото в кварце

(см. рис. 5, *е*). Высокосеребристое золото (25,67% Ag) отмечается редко, установлено в единичных зёрнах в сростании с галеновисмутитом.

Позднеархейские деформации и внедрение массивов Хаутаваарского комплекса предопределили формирование благоприятных структур для проникновения растворов на Хаутаваарской площади. Рудолокализирующей структурой для отложения благороднометалльной минерализации оказалась расланцованная в восточном эндоконтакте (330° ССЗ) и блокированная (70° СВ) дайка габбро рудопроявления Раялампи. Растворы, вызвавшие поздние изменения вмещающих пород и рудоотложение, завершают формирование монцогранит-граносиенитовых массивов. Об этом свидетельствует близкий по набору элементов гранитофильный геохимический профиль оруденения (Bi, Pb, Te, Mo, As, W), совпадающий с таковым штоквер-

ков Хаутаваарского массива и проявлений в его ореоле [9–11]. Изменения основных вмещающих пород и дайки габброидов на рудопроявлении Раялампи сопровождаются ранней эпидотизацией (с сульфидной вкрапленностью), а на более поздней стадии – кварц-хлоритовыми (с биотитом) изменениями и окварцеванием. К северо-северо-западным зонам расланцевания тяготеют мало мощные кварцевые прожилки с тонкозернистым кварцем сероватого цвета с золото-арсенидной и золото-висмутовой минерализацией. Последовательность рудоотложения (сульфиды – сульфидо-арсениды – золото-висмутовая ассоциация) отражает стадийность гидротермального процесса и пульсационный характер поступления рудообразующих растворов. Прожилково-вкрапленная пирротиновая минерализация ранней непродуктивной стадии хорошо выделяется в магнитном и

5. СОСТАВ СУЛЬФИДОВ, ТЕЛЛУРИДОВ, СУЛЬФОТЕЛЛУРИДОВ И СУЛЬФОСОЛЕЙ ВИСМУТА (масс. %)

Компоненты	Висмутин	Сульфозоизит	Теллуризоизит	Хедлейит	Рб-ингодит	Тетрадимит	Сульфозумоит	Бурсаит	Зональное зерно	
									Галеновисмутит	Ашамальмит?
S	18,88	5,98	2,78		5,97	6,02	3,77	15,99	17,18	14,33
Bi	81,32	81,88	74,86	80,11	67,82	61,05	68,66	38,69	61,08	27,77
Pb					5,00			45,32	21,74	57,90
Te		12,14	22,36	19,89	21,20	32,93	27,57			
Сумма	100	100	100	100	99,99	100	100	100	100	100

6. СОСТАВ ЗОЛОТА И ЗОЛОТО-ВИСМУТОВЫХ МИНЕРАЛОВ (масс. %)

Компоненты	Золото			Серебристое золото	Висмут-содержащее золото	Мальдонит		Джонассонит		Золото-содержащий тетрадимит
S								9,75	9,13	6,44
Bi					14,85	33,48	35,38	69,93	73,48	58,40
Pb								5,75	3,25	
Te										25,95
Au	100	97,24	86,67	74,33	85,15	66,52	64,17	14,57	14,14	9,21
Ag		2,76	13,33	25,67						
Сумма	100	100	100	100	100	100	99,55	100	100	100

электрическом полях и может быть оконтурена геофизическими методами. Малозолотоносная арсенопиритовая ассоциация (с вольфрамом) ранней стадии продуктивного этапа и богатая золото-висмутовая минерализация являются производными единого гидротермального процесса и относятся к одной золото-редкометалльной рудной формации, что отражается в геохимических особенностях оруденения. Подобные закономерности типичны и для других подобных золото-висмутовых месторождений Сибири, связанных с гранитами [2, 3, 7].

Ведущие минералы золото-висмутового оруденения – самородный висмут, висмутин, золото. Экспериментально доказано, что высокое содержание Bi способствует экстракции золота из первичных «родоначальных» магматических расплавов и последующему обогащению ими флюидных систем с кристаллизацией уже при более низких температурах: формирование золото-висмутового оруденения по LBC-модели (liquid bismuth collector model) [23]. Минералы золото-висмутовой ассоциации образуются в условиях низкой фугитивности серы. Совместно кристаллизуются золото, мальдонит и висмут (температура золото-висмутовой эвтектики 241°C). При $T > 371^\circ\text{C}$ сосуществуют золото и висмутин, представленные графическими сра-

станиями в рудах. Мальдонит с висмутом устойчив в интервале 371–116°C, при понижении температуры он разлагается на Au и Bi. Даже незначительное увеличение количества S в конце рудообразующего процесса сопровождается сменой высоковисмутовых ассоциаций на Bi-Te-S, Bi-S, Bi-Pb-S минералы, а в висмутовых минералах – постепенным увеличением содержания Pb. Образуется непрерывный ряд сульфотеллуридов Bi и сульфосолей Bi-S, содержащих Pb (Pb-висмутин, реже галеновисмутит и замещающий его ашамальмит). Температура стабильности висмутин-галеновисмутита и Pb-Bi сульфосолей $\sim 375^\circ\text{C}$ [19], причём совместное нахождение галеновисмутита с висмутином возможно и при более низких температурах $\sim 300^\circ\text{C}$. В сростании с ними в висмутине достаточно часто встречаются вроски джонассонита $\text{Au}(\text{Bi},\text{Pb})_5\text{S}_4$, устойчивого в этой ассоциации, иногда совместно с золотом. На поздней стадии появляется также высокосеребристое золото, хотя содержание Ag в рудах очень низкое.

Опробование руд и околорудно-изменённых пород восточного и западного участков рудопроявления Раялампы позволило выявить повышенные концентрации Bi, Te, Au, As, Pb, Cu, W, Mo, Te, Sb. Ранняя сульфидная и золото-сульфоарсенидная минерализация предшествовала отложению

минералов золото-висмутовой стадии продуктивного этапа на рудопроявлении. Стадийность рудообразования обуславливает геохимическую зональность. Наблюдается значительное увеличение концентраций Au и его элементов-спутников от зоны околорудно-изменённых пород к центральным частям рудной зоны, г/т: Bi от 2–29 до 1319–7891, Pb от 6–29 до 35–1520, Te от 0,4–2 до 2–151 (см. табл. 4). Содержание Au возрастает от 1,2 до 127–283 г/т.

Основные поисковые признаки золото-редкометалльного оруденения на Хаутаваарской площади:

- выявленные на ранних стадиях геохимических работ литохимические аномалии элементов-спутников (As, Cu, Pb, Bi, Te);
- структурный контроль: сочетание северо-северо-западных зон расщепления и северо-восточных деформаций с отчётливыми смещениями, блокировкой вмещающих пород, формирующих узлы;
- локализация оруденения в зонах северо-западного расщепления в северо-восточном борту интрузии габброидов;
- установление кварцевых вкрапленно-прожилковых линейных жильных и штокверковых зон, сопровождающихся изменениями пород и сульфидной (преимущественно пирротиновой) минерализацией;
- выделение в геофизических полях аномальных зон, обусловленных вкрапленной пирротиновой минерализацией (более ранней относительно продуктивной стадии);
- зональные метасоматические изменения пород: смена эпидотизации (пропилитизации) кварц-(биотит)-хлоритовыми метасоматитами и кварцевыми прожилковыми зонами;
- обнаружение арсенопиритовой и редкометалльной минерализации;
- установление рудной зональности: смена сульфидов (пирротина, халькопирита) сульфоарсенидами, затем минералами висмута.

Рудная зональность проявления Раялампи представлена тремя основными зонами: сульфидной, золото-сульфоарсенидной и золото-висмутовой. На западном участке развита золото-сульфоарсенидная минерализация (Au 1–2 г/т), на восточном – наиболее продуктивная золото-висмутовая (Au 7,8–283 г/т). Элементы-индикаторы золотого оруденения – Bi, Te, Pb, As, W. В связи с широким развитием габброидов в структуре повышенные концентрации Cu, Co, Zn не являются прямыми

индикаторами золоторудных проявлений, но на предварительном этапе позволяют выделить перспективную зону.

В заключение следует отметить, что золото-висмутовый тип оруденения в Хаутаваарской архейской зеленокаменной структуре обнаружен впервые. Несмотря на некоторую пространственную разобщённость, золото-висмутовая и золото-сульфоарсенидная минерализация (восточного и западного участков проявления Раялампи) находится в единой зональности и относится к одной золото-редкометалльной рудной формации. Установленные минеральные ассоциации позволяют оценивать условия образования оруденения интервалом температур (400–370)–(200–116)°С.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы НИР Института геологии КарНЦ РАН при частичной поддержке гранта РФФИ 18-35-00447/18.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архейский* возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре / А.А.Носова, А.В.Самсонов, Ю.О.Ларионова и др. // Золото Фенноскандинавского щита: мат-лы Междунар. конф. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2013. С. 131–134.
2. *Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* As и Bi как индикаторы генетических особенностей орогенных золоторудных месторождений Северо-Востока России // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: мат-лы Всеросс. конф. с международным участием. Владивосток, 2011. С. 334–336.
3. *Гармаев Б.Л., Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г.* Золото-висмутовое проявление Пограничное (Восточный Саян): состав и связь с магматизмом // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 533–545.
4. *Геодинамические* факторы образования крупных и суперкрупных докембрийских золоторудных концентраций / Ю.Г.Сафонов, В.В.Попов, А.В.Волков и др. // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004. С. 15–46.
5. *Геолого-поисковые* модели золоторудных месторождений зеленокаменных поясов / Г.В.Ручкин, В.Д.Конкин, Л.М.Ганжа и др. // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 5–15.
6. *Гордон Ф.А.* Поисковые признаки и предпосылки золотого оруденения Северо-восточной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия): Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук. – СПб, 2017.

7. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. Магадан, 2006. С. 50–62.
8. Дмитриева А.В. Металлогеническая специализация неорархейского умереннощелочного магматизма центральной Карелии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. – СПб., 2017.
9. Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В., Вихко А.С. Петрохимические особенности Хаутаваарского массива и его рудная специализация (Южная Карелия) // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 2. С. 52–72.
10. Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В. Au-S-кварцевое Мо-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия // Руды и металлы. 2015. № 5. С. 38–50.
11. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В., Тытык В.М. Золотосодержащая полиметаллическая и сульфидоарсенидная минерализация экзоконтакта Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 11. С. 59–77.
12. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2009. Вып. 12. С. 12–25.
13. Металлогения Карелии / Отв. ред. С.И.Рыбаков, А.И. Голубев. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999.
14. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1 / Под ред. В.П.Михайлова, В.Н.Аминова. – Петрозаводск: Карелия, 2005.
15. Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 305–320.
16. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005.
17. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes / R.J.Goldfarb, T.Baker, B.Dube et al. // Econ. Geol. 100th Anniversary volume. 2005. P. 407–450.
18. Gold deposits in metamorphic belt: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance / D.I.Groves, R.J.Goldfarb, F.Robert et al. // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 1–29.
19. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types / D.I.Groves, R.J.Goldfarb, M.Gebre-Mariam et al. // Ore Geology Reviews. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
20. Luxn L.Y.Chang, Syed H.Hoda. Phase relations in the system PbS-Cu₂S-Bi₂S, and the stability of galenobismutite // American Mineralogist. 1977. Vol. 62. P. 346–350.
21. Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types / F.Robert, R.Brommecker, B.T.Bourne et al. // Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration. 2007. Plenary Session: Ore Deposits and Exploration Technology. Paper 48. P. 691–711.
22. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces / R.Kerrich, R.Goldfarb, D.Groves et al. // Science in China (ser. D). 2000. Vol. 43. P. 1–68.
23. Tooth B., Brugger J., Ciobanu C.L., Liu W. Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexisting with hydrothermal fluids // Geology. 2008. Vol. 36 (10). P. 815–818.

RAJALAMPI GOLD-RARE METAL OCCURRENCE IN THE HAUTAVAARA STRUCTURE, KARELIA: LOCALIZATION PATTERN, MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL INDICATORS

L.V.Kuleshevich¹, I.A.Alexeyev², O.B.Lavrov¹, A.V.Dmitrieva¹
(¹Institute of Geology KarRC, Petrozavodsk, ²Institute of Earth Sciences, SPbGU, St.Petersburg)

The authors report the results of the integrated geological study of magmatism, near-ore metasomatic rocks and ore composition of the Rajalampi gold-rare metal occurrence, new to the region, in the Hautavaara structure, Southern Karelia. Metasomatic alterations of gabbro and host rocks in a NNW-trending shear-zone were accompanied by the formation of Au-Bi mineralization located in common zoning with Au-bearing sulphoarsenide. The ore zoning revealed reflects the stepwise pattern of a hydrothermal process and the pulsed pattern of the supply of ore-forming solutions. The poor sulphide dissemination of the external zone (1–6%) is replaced by sulphoarsenides (1–6%) of the intermediate zone and then by the gold-bismuth mineralization (1–2%) of the central part of the ore zone. In the arsenopyrite mineralization zone As concentration increases to 5,3, Pb 0,28, Cu 0,12%, Au 1,92, W 34,5 and Bi 7,4 g/t. In the central part of the ore zone productive-stage mineralization is represented by native high-grade gold associated with native bismuth and high-bismuth minerals. Au concentration is 7,8–283 g/t, Bi – 0,8%.

Keywords: Au-Bi, Au-S-As mineralization, Rajalampi ore occurrence, metasomatic alterations, gabbro, greenstone structure, Karelia.

АКЦЕССОРНЫЕ СУЛЬФИДЫ КЕМПИРСАЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Объект исследования – акцессорные сульфиды из дунитов и массивных хромититов хромитового месторождения Алмаз-Жемчужина, расположенного на Южном Урале в пределах Кемпирсайского ультрамафитового массива. Выявлены три генетические группы сульфидов, связанные с различными процессами становления и преобразования вмещающих их ультрамафитов. Охарактеризованы типоморфные и химические особенности сульфидов.

Ключевые слова: Южный Урал, Кемпирсайский массив, ультрамафиты, акцессорные сульфиды, химизм, генезис.

Ультрамафитовые реститовые массивы преимущественно дунит-гарцбургитового состава являются частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние десятилетия своеобразие их генезиса (мантийная природа образования, связь с ранними этапами развития складчатых сооружений) и особенности рудоносности (промышленная хромитоносность, асбестоносность, никеленосность латеритного типа, включение благородно-металлической минерализации) всё больше привлекают внимание исследователей. Среди рудных минералов реститовых ультрамафитов наиболее хорошо изучены хромшпинелиды, в меньшей степени минералы ЭПГ [2, 4, 5, 8–11, 17, 19, 21, 24], остальные, в частности сульфиды, в литературе освещены слабее.

Трудности в диагностике сульфидов связаны с их малыми размерами (10–40 мкм, редко до 2 мм) и весьма незначительным содержанием в породах (0,01–0,2%). С помощью рентгеноспектрального микроанализа [25] в образцах ультрамафитов (дунитов и хромититов), отобранных в карьере «Объединённый» крупнейшего в мире хромитового месторождения Алмаз-Жемчужина (Кемпирсайский ультрамафитовый массив), автором изучена акцессорная сульфидная минерализация. Приведена типизация этих минералов по химическому составу, сделано предположение об условиях и механизме их формирования. Сульфиды ЭПГ из пород массива, ранее детально охарактеризованные в работах [2, 6, 13], автором не рассматриваются.

Кемпирсайский массив – самый большой массив ультрамафитов на юге Урала – хорошо известен благодаря уникальным месторождениям хромитов в его пределах. Он входит в состав Южно-Уральского ультрамафитового пояса, который служит продолжением мафит-ультрамафитового платиноносного пояса Среднего и Северного Урала и составной частью крупного Сакмарского аллохтона. Последний представляет собой реликт океанической коры раннепалеозойского возраста, шарьированный на восточную окраину Восточно-Европейского палеоконтинента в средне-, позднепалеозойское время [2, 23].



**Юричев
Алексей Николаевич**

доцент
juratur@sibmail.com

Национальный исследовательский
Томский государственный университет,
г. Томск



На современном эрозионном срезе Кемпирсайский массив имеет вытянутую грушевидную форму, резко расширяющуюся в южной части (от 0,6 на севере до 31,6 км на юге). Общая площадь его >900 км². Контакты массива с вмещающими девонскими, ордовикскими и докембрийскими породами тектонические (рис. 1).

Северная и центральная части массива сложены в основном гарцбургитами, энстатитовыми дунитами с подчинённым количеством плагиодунитов, пироксенитов, верлитов и плагиоверлитов, по периферии распространены габброиды (габбро, габбронориты, оливинное габбро). В южной и юго-восточной частях выделяются две субмеридиональные зоны (Западная и Восточная), сформированные из крупных тел массивных дунитов, залегающих среди пород шлирово-полосчатого комплекса, энстатитовых дунитов и гарцбургитов с подчинёнными верлитами и лерцолитами [7]. В пределах этих зон расположены основные хромитовые месторождения, образующие Главное (Южно-Кемпирсайское) рудное поле.

Хромитовые месторождения обычно состоят из серии сближенных линзовидных и реже жилкообразных рудных тел, протяжённость которых варьирует от первых десятков метров до ~1,5 км при мощностях от первых метров до ~150 м. Рудные тела образованы преимущественно массивными хромититами, состоящими на 90–95% из грубо-, крупнозернистого агрегата зёрен хромшинелидов и небольшого количества карбонатов и вторичных силикатов (серпентина, киммерерита, уваровита) в интерстициях зёрен. В периферийных частях рудных тел, помимо руд массивного текстурного типа, распространены также нодулярные и густовкрапленные, которые быстро выклиниваются на расстоянии [13].

В соответствии с задачами настоящего исследования использовались традиционные методы минераграфического изучения рудных минералов – определение химического состава фаз рентгеновским микроанализом с применением электронной микроскопии [25]. Последняя включала изучение отдельных зёрен сульфидов и их агрегатов на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (с детектором Si(Li) Standard) и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700, в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск,

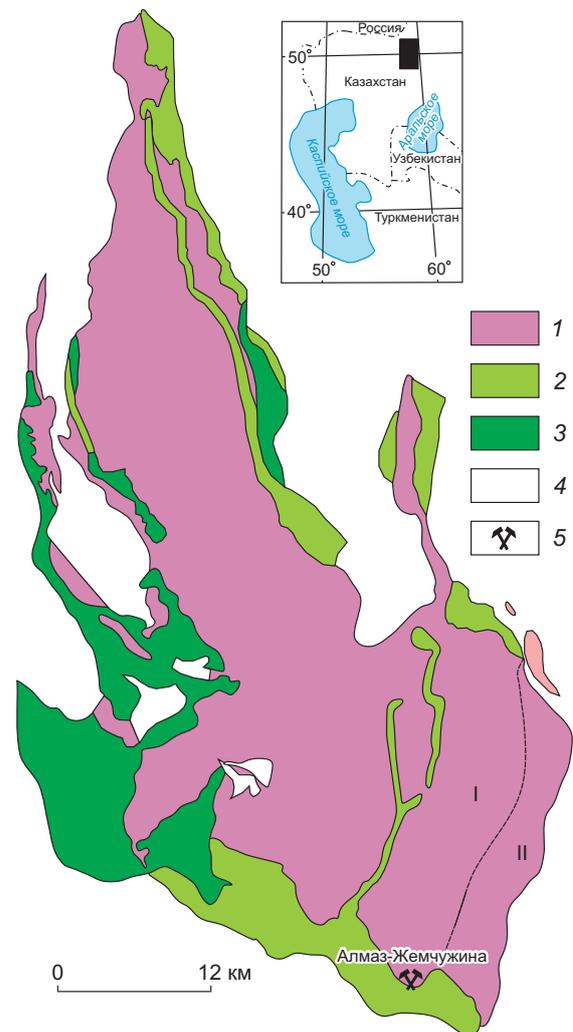


Рис. 1. СХЕМАТИЗИРОВАННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА КЕМПИРСАЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА [7, 14, с корректировками автора]:

1 – дунит-гарцбургит-лерцолитовая серия; 2 – клинопироксенит-габбровые комплексы; 3 – оливинные и роговообманковые габбро, троктолиты, параллельные диабазовые дайки; 4 – вмещающие вулканогенно-осадочные породы (PR-D); 5 – месторождение Алмаз-Жемчужина; субмеридиональные зоны Главного (Южно-Кемпирсайского) рудного поля: I – Западная, II – Восточная

аналитик Е.В.Корбовяк). Перед исследованием из отобранных образцов дунитов и хромититов изготавливались плоскопараллельные шлифы толщиной 3–4 мм с последующим напылением на изучаемые поверхности слоя углерода (~25–30 нм). Расчёты химических составов проводились по программам INCA-Issue 18b и дополнительным авторским.

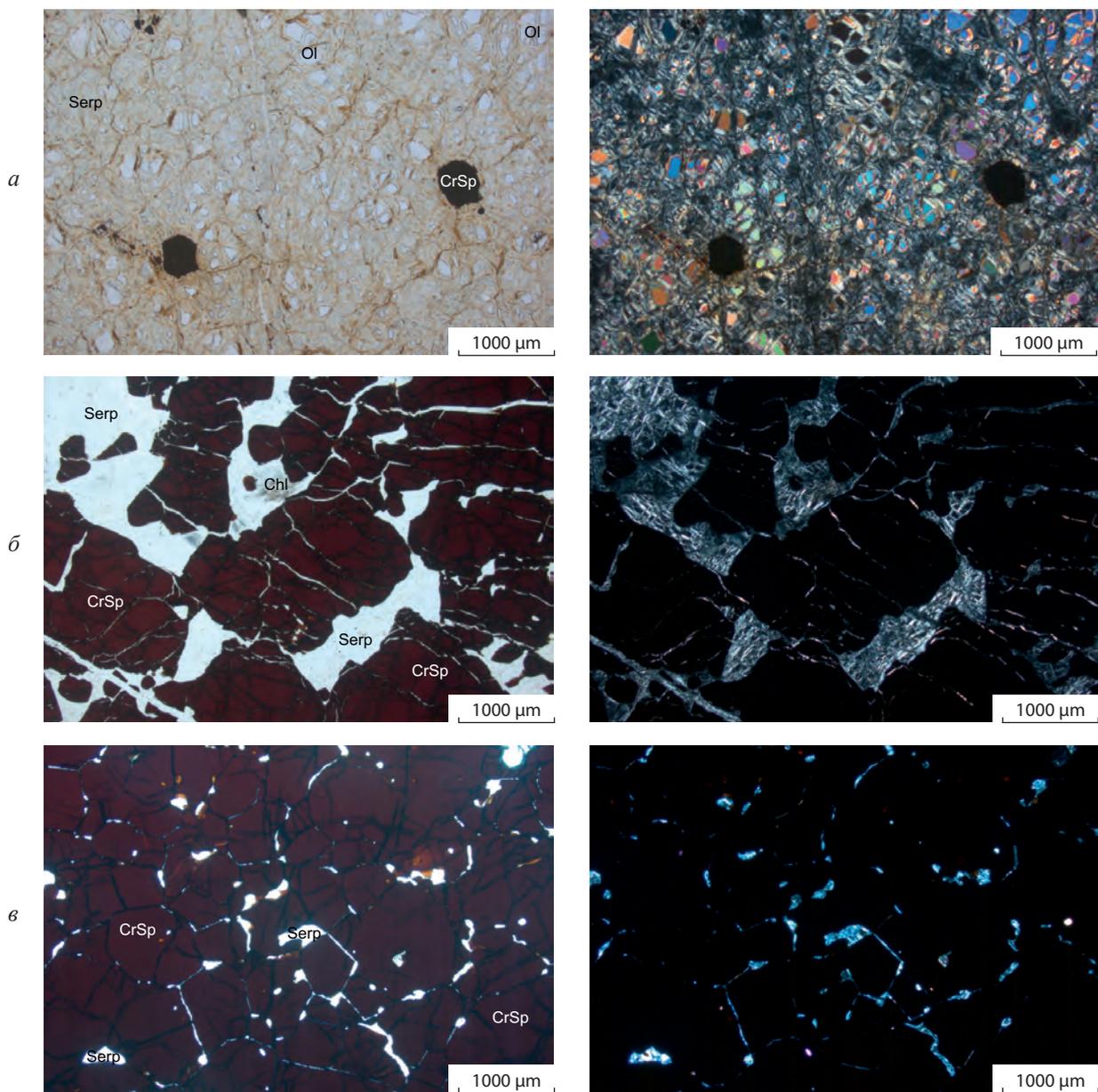


Рис. 2. РЕСТИТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ КАРЬЕРА «ОБЪЕДИНЁННЫЙ» ХРОМИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗ-ЖЕМЧУЖИНА:

фото шлифов в проходящем свете при одном (слева) и скрещенных (справа) николях; *a* – дунит; *b* – густовкрапленный хромитит; *в* – сливной хромитит; CrSp – хромшпинелид; Ol – оливин; Serp – серпентин; Chl – хлорит (киммерерит)

Образцы для исследований – дуниты и массивные (густовкрапленные и сливные) хромититы – отбирались из коренных бортов карьера «Объединённый» и керны скважин №№ 820, 939, 947 месторождения Алмаз-Жемчужина. Дуниты имеют крупнозернистую структуру, как правило, интенсивно серпентинизированы. Оливин (количество фаялитовой составляющей $Fa_{7,6-8,7}$) с размером зёрен 3–

5 мм обладает слабо выраженной спайностью, не обнаруживает оптически выраженных признаков пластической деформации и интенсивно замещён петельчатым лизардитом (рис. 2, *a*). Хромшпинелиды (алюмохромиты, реже субферриалюмохромиты и ферриалюмохромиты) чаще всего образуют идиоморфные выделения размером до 1 мм, просвечивающие в тонких срезах красно-бурым цве-

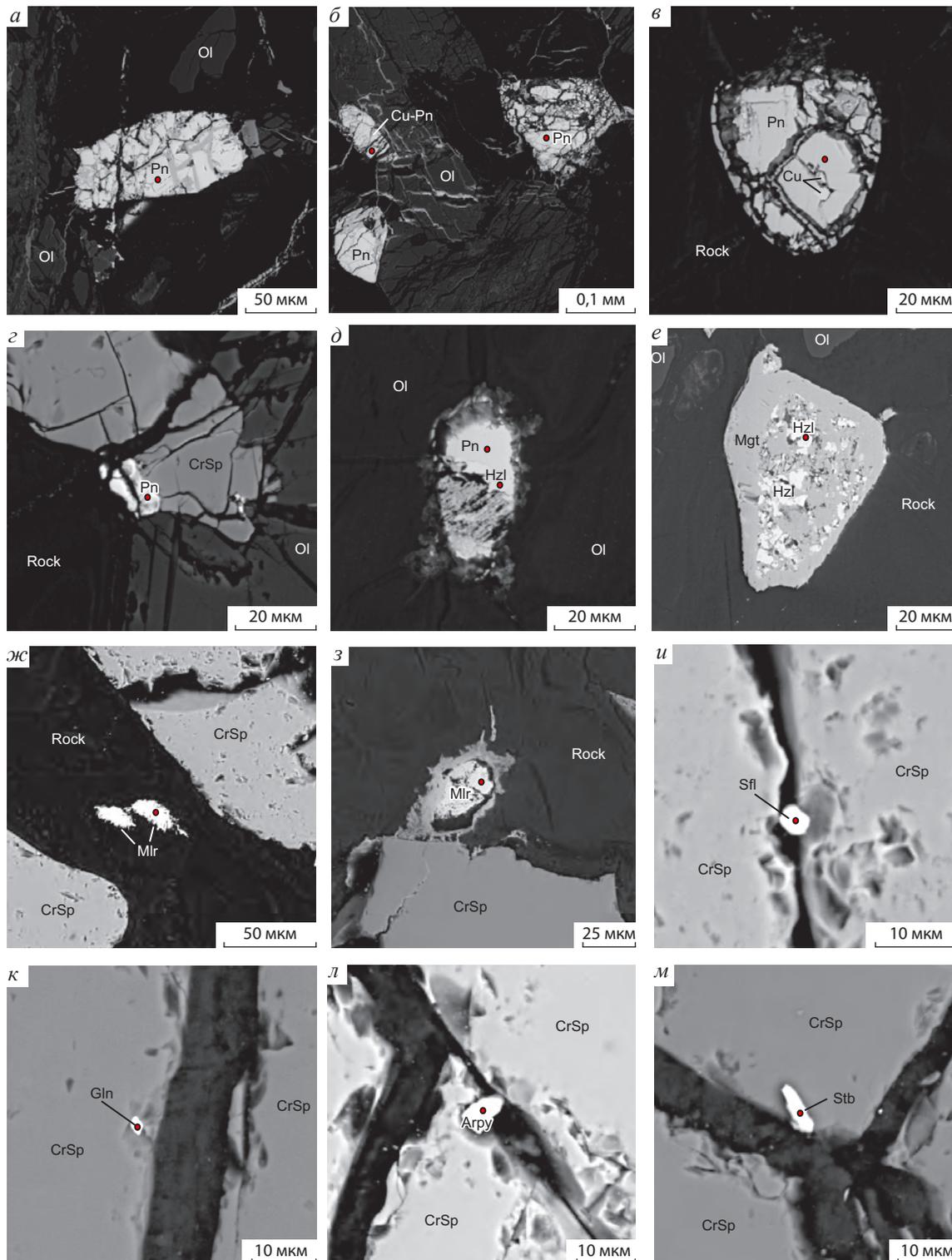


Рис. 3. АКЦЕССОРНАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА (режим BSE):

а-е – дуниты; *ж-м* – массивные хромититы; Pn – пентландит; Hzl – хизлеудит; Mir – миллерит; Sfl – сфалерит; Gln – галенит; Stb – стибнит; Arpy – арсенипит; CrSp – хромшпинелид; Ol – оливин; Rock – хлорит-серпентиновый агрегат; красная точка на фото – центр застрела рентгеновского микроанализа химического состава сульфида

том. Их содержание в породе изменяется от 3 до 7%.

Рудные тела месторождения образованы преимущественно массивными хромититами, которые по структурным особенностям разделены на густокрапленные и сливные. Первые состоят на 85–90% из крупнозернистого (3–5 мм) агрегата хромитовых зёрен и сопровождаются небольшим количеством силикатов в интерстициях и силикатных включений в хромите; вторые – на 95–97% из мелко-среднезернистого (0,5–2 мм) преимущественно сплошного агрегата хромитовых зёрен при незначительном содержании силикатов в его пределах (см. рис. 2, б, в). Отдельные образцы полностью выполнены сплошной сливной массой хромитов. В процессе серпентинизации и гидротермальной переработки силикаты в хромититах формируют вторичную ассоциацию, в которой доминируют серпентин и киммерерит (хромистый хлорит). Густокрапленные и сливные хромиты имеют близкий гомогенный состав. Они высокохромисты (Cr_2O_3 ~62–64%) и высокомагнезиальны (MgO ~14–15%).

Выявление сульфидной минерализации в отобранных образцах дунитов и массивных хромититов представилось возможным только при детальном изучении под микроскопом. В ходе диагностики установлены пентландит, хизлевудит, железистый хизлевудит, миллерит, железистый сфалерит, галенит, стибнит и сульфоарсенид – арсенопирит.

Дуниты. Сульфиды отмечаются преимущественно в виде изолированных мелких выделений (до 0,25 мм) в интерстициях зёрен оливина или внутри таких зёрен, реже формируют тесные срастания с аксессуарными зёрнами хромшпинелидов. По минеральному составу среди них выделяются пентландит ($(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{S}_8$) и железистый хизлевудит ($(\text{Ni}, \text{Fe})_3\text{S}_2$) при подчинённой роли последнего.

Пентландит образует обособленные мелкие триугольные зёрна изометрической и округлой формы размером до 0,25 мм по границам зёрен оливина и мельчайшие (до 0,02 мм) выделения внутри зёрен хромшпинелидов (рис. 3, а–г). В самостоятельных зёрнах отмечается весьма отчётливая октаэдрическая спайность по системе {111}. Нередко минерал встречается в ассоциации с железистым хизлевудитом, иногда образует сростки с аваруитом (Ni_3Fe). В единичных зёрнах пентландита выявлены микроскопические (до ~4 мкм) включения самородной меди, отвечающие составу: Cu ~95–96%, Fe ~3–4%, Ni ~1% (см. рис. 3, в). В отдельных аншли-

фах вокруг зёрен пентландита интенсивно развита магнетитовая оторочка. Химический состав минерала характеризуется «чистотой», близок своей стехиометрической формуле и одинаков как в самостоятельных зёрнах, так и во включениях в хромшпинелиде (таблица). Выделены несколько зёрен, отнесённых автором по химическому составу к медистому пентландиту (содержание Cu до 4%).

Железистый хизлевудит развивается по пентландиту и фиксируется в виде мелкозернистых агрегативных выделений или краевых кайм замещения по данному минералу (см. рис. 3, д, е). В его химическом составе постоянно присутствует изоморфная примесь железа (до 5,5%) (см. таблицу).

Хромититы. Сульфиды отмечаются в виде мелких (до 0,03 мм) выделений в интерстициях зёрен хромшпинелидов и внутри их. Автором установлены миллерит (NiS), железистый сфалерит ($(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$), галенит (PbS), стибнит (Sb_2S_3), сульфоарсенид – арсенопирит (FeAsS). Ранее также В.В.Дистлером с соавторами были диагностированы пентландит и хизлевудит (Ni_3S_2) [2].

Пентландит и хизлевудит отличаются по химическому составу от таковых минералов в дунитах и характеризуются широким изоморфизмом между железом, никелем и кобальтом. Последнее обстоятельство позволяет выделить никелистые (содержание Ni возрастает до ~37%) и никель-кобальтистые (Co до ~7%, Ni ~39–40%) разновидности пентландита и кобальтистую (Co до ~4%) разновидность хизлевудита. При этом содержание железа в хизлевудите не превышает 0,8% (см. таблицу).

Миллерит – самый распространённый из диагностированных в хромититах сульфидов. Наблюдается преимущественно в интерстициях зёрен хромшпинелидов в виде самостоятельных округлых, удлинённых зёрен или в виде зернистых агрегативных выделений размером до 0,03 мм (см. рис. 3, ж, з). Выделения характеризуются корродированными границами и неправильной формой. В химическом составе минерала нередко присутствует примесь Co до 1,15% (см. таблицу).

Остальные выявленные сульфиды в виде мелких (до 0,01 мм) самостоятельных зёрен с чёткими линейными границами встречаются не повсеместно. Они располагаются преимущественно в краевых частях зёрен хромшпинелидов, заполняя каверны и пустотки на гранях последних (см. рис. 3, и–м). Минералы характеризуются беспримесными «чистыми» химическими составами, близкими сте-

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АКЦЕССОРНЫХ СУЛЬФИДОВ ИЗ ДУНИТОВ И МАССИВНЫХ ХРОМИТИТОВ
КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА, вес. %**

Минералы	Fe	Ni	Co	Pb	Cu	Zn	Sb	As	S	Сумма	Фото на рис. 3	
Дуниты												
Пентландит	Самостоятельные зёрна в силикатной матрице											
	31,58	34,73	–	–	–	–	–	–	33,69	100		
	31,43	34,49	–	–	–	–	–	–	34,08	100		
	32,33	34,32	–	–	–	–	–	–	33,35	100		
	32,66	33,76	–	–	–	–	–	–	33,58	100	<i>б</i>	
	33,43	33,07	–	–	–	–	–	–	33,51	100,01	<i>в</i>	
	33,27	33,12	–	–	–	–	–	–	33,60	99,99		
	32,67	33,77	–	–	–	–	–	–	33,55	99,99	<i>а</i>	
	32,09	32,76	1,89	–	–	–	–	–	33,26	100	<i>д</i>	
	33,17	29,74	–	–	3,80	–	–	–	33,28	99,99	<i>б</i>	
	Включения в зёрнах хромшпинелидов											
	30,73	34,20	–	–	–	–	–	–	–	34,22	99,15	
	35,57	31,39	–	–	–	–	–	–	–	31,78	98,74	<i>з</i>
Железистый хизлевудит	Мелкозернистые агрегативные выделения и каймы замещения											
	5,02	68,31	–	–	–	–	–	–	26,67	100		
	5,24	67,91	–	–	–	–	–	–	26,85	100	<i>е</i>	
	3,83	68,91	–	–	–	–	–	–	25,99	98,73	<i>д</i>	
4,12	69,31	–	–	–	–	–	–	26,58	100,01			
Хромититы												
Пентландит, по [2]	Самостоятельные зёрна в интерстициях											
	31,00	37,15	–	–	–	–	–	–	31,61	99,76		
	30,05	36,70	0,30	–	–	–	–	–	31,67	98,72		
	20,92	39,20	6,54	–	–	–	–	–	32,13	98,79		
20,70	38,65	6,80	–	–	–	–	–	32,62	98,77			
Хизлевудит, по [2]	Мелкозернистые агрегативные выделения в интерстициях											
	0,75	71,18	0,05	–	–	–	–	–	25,92	97,90		
	0,68	72,06	0,08	–	–	–	–	–	26,18	99,00		
	0,85	68,73	0,12	–	–	–	–	–	31,31	101,01		
0,78	66,21	4,87	–	–	–	–	–	26,34	98,20			
Миллерит	Самостоятельные зёрна и агрегативные выделения в интерстициях											
	0,73	62,78	–	–	–	–	–	–	35,85	99,35		
	0,69	63,09	–	–	–	–	–	–	36,24	100,02	<i>ж</i>	
	1,50	63,70	–	–	–	–	–	–	34,51	99,71	<i>з</i>	
	0,39	61,87	1,14	–	–	–	–	–	35,79	99,19		
0,39	62,53	0,56	–	–	–	–	–	35,97	99,45			
Fe-сфалерит	Включения в зёрнах хромшпинелидов											
	6,40	–	–	–	–	62,25	–	–	31,35	100	<i>и</i>	
Галенит	Включения в зёрнах хромшпинелидов											
	–	–	–	86,29	–	–	–	–	13,71	100	<i>к</i>	
–	–	–	86,26	–	–	–	–	13,40	99,66			
Стибнит	Включения в зёрнах хромшпинелидов											
	–	–	–	–	–	–	72,78	–	27,22	100	<i>м</i>	
–	–	–	–	–	–	70,84	–	28,73	99,57			
Арсенопирит	Включения в зёрнах хромшпинелидов											
	34,26	–	–	–	–	–	–	44,38	20,63	99,28	<i>л</i>	
34,91	–	–	–	–	–	–	–	45,58	19,64	100,13		

хиометрическим, за исключением сфалерита, в составе которого наблюдается изоморфная примесь железа (до 6,4%) (см. таблицу). Автором подчёркнуто, что данная минерализация часто тяготеет к наиболее катаклазированным (раздробленным) участкам хромититов.

Выводы. Сульфидная минерализация в реститовых ультрамафитах Урала изучена слабо, а при исследовании хромитовых руд ей практически не уделялось должного внимания. Проведённые исследования позволили получить некоторые новые данные по минералогии и распределению сульфидной минерализации в дунитах и массивных подформных хромититах Кемпирсайского ультрамафитового массива.

Преобладающие акцессорные сульфидные минералы ультрамафитов Кемпирсайского массива – сульфиды Fe, Ni и Co. По химическому составу и типоморфным особенностям их можно разделить на три парагенетические ассоциации, связанные с различными процессами становления и преобразования вмещающих их ультрамафитов.

Сульфиды первой генетической группы, очевидно, являются «первично мантийными» и отмечаются преимущественно в дунитах в виде включений в хромшпинелидах, а также мелких самостоятельных рассеянных зёрен в основной матрице породы. К ним среди изученных в данной работе сульфидных минералов относятся собственно пентландиты.

Сульфиды второй парагенетической ассоциации выявлены как в изменённых дунитах, так и в массивных хромититах. Они представлены никелистым и никель-кобальтистым пентландитами, железистым и кобальтистым хизлевудитами и миллеритом. Формирование данных минералов автор склонен связывать с массовой лизардитизацией хромититов и включающих их дунитов во время регрессивного регионального метаморфизма [16, 22], когда высвобождавшиеся при серпентинизации оливинов никель и кобальт соединялись с серой гидротермальных растворов и кристаллизовались главным образом в виде сульфидов системы Fe–Ni–Co–S. Особенность этой минеральной ассоциации заключается в том, что в ней присутствуют в основном сульфиды никеля и железа (при подчинённой роли последнего) с высокой изоморфной примесью кобальта и почти полностью отсутствуют медьсодержащие сульфиды. Медь, отмеченную в первичных пентландитах из дунитов

в качестве самородной фазы (см. рис. 3, в), автор также склонен связывать с процессами формирования второй ассоциации. В пользу данного вывода свидетельствуют результаты исследований А.Б.Макеева [5], который в альпинотипных ультрамафитах Полярного Урала (Сыум-Кеуский, Рай-Изский, Войкаро-Сыньинский массивы) также выделял акцессорную сульфидную генерацию с подобными химическими характеристиками – отсутствием медьсодержащих фаз сульфидов и наличием мельчайших выделений самородной меди.

Характерная черта сульфидного парагенезиса второй генерации – широкое развитие процессов взаимодействия компонентов на границах сростаний зёрен разных минералов, что приводит к возникновению редких разновидностей сульфидных минералов (никелистого и никель-кобальтистого пентландитов, железистого хизлевудита и др.), а также частая ассоциация с самородными медью и серебром. Низкий потенциал серы в данных сульфидах и их ассоциация с самородными металлами указывают на восстановительные условия минералообразования.

Как установлено ранее для реститовых ультрамафитов Урала [2, 5], нередко в химическом составе сульфидов второй парагенетической ассоциации из массивных хромититов отмечаются примеси тугоплавких ЭПГ, которые, вероятно, в процессе регрессивного регионального метаморфизма высвобождались гидротермальными растворами из «первично мантийных» высокотемпературных твёрдых растворов Os–Ir–Ru и находящихся с ними в равновесии дисульфидов ряда лаурит–эрликманит (RuS_2 – OsS_2) с последующим вхождением в состав вновь кристаллизующихся сульфидов. Так, в сульфидах данной генерации (никелистом и никель-кобальтистом пентландитах, миллерите, хизлевудите) из массивных хромититов Кемпирсайского массива В.В.Дистлером с соавторами [2] ранее обнаружены содержания Ir (до 0,25%) и Rh (до 0,23%). Однако в химических составах изученных автором миллеритов диагностировать эти элементы не удалось, что, возможно, связано с ограниченной выборкой проанализированных зёрен.

Особняком стоят железистый сфалерит, галенит, стибнит и сульфоарсенид – арсенопирит, выявленные в агрегате катаклазированных хромитов в массивных хромититах и отнесённые автором к третьей парагенетической ассоциации. Характер-

ная особенность данной ассоциации – накопление редких, «нетипичных», для реститовых ультрамафитов элементов (Zn, Pb, Sb), которые выступают не в качестве примесей, а становятся минералообразующими. Появление данной ассоциации автор предположительно связывает с процессом ремобилизации элементов под воздействием просачивающихся более поздних наложенных флюидов, богатых летучими (S, As) и цветными элементами. Этим же процессом объясняются привнос меди и её присутствие в более поздних вторичных минералах ЭПГ [2].

Сравнительный анализ кемпирсайских акцессорных сульфидных минералов и сульфидов из реститовых ультрамафитов Восточного и Западного Саянов, Полярного Урала и Тывы [1, 5, 15, 18, 20] показывал, что их составы в целом близки, но различаются полнотой минерального набора сульфидов, входящих в парагенетические ассоциации. Эта особенность, по-видимому, обуславливается спецификой исходного рестита, химизмом среды и флюидного режима формирования каждого конкретного геологического объекта. Так, первая парагенетическая ассоциация в кемпирсайских дунитах представлена только пентландитами при от-

сутствии сульфидов меди, что связано, вероятно, с резким дефицитом данного элемента в исходном рестите. Появление отдельных мельчайших обособлений самородной меди в пентландитах, а также медистой разновидности пентландита (содержание Cu до 4%) автор связывает с процессами формирования второй парагенетической ассоциации сульфидов – массовой лизардитизацией во время регрессивного регионального метаморфизма, создавшей предпосылки для мобилизации меди из большого объёма субстрата, содержащего её в состоянии рассеяния. Дальнейшее появление значимых содержаний меди в составе благородно-металлической рудной минерализации (металлические твёрдые растворы состава Cu–Os–Ru и Cu–Ir, сульфиды ЭПГ с цветными металлами) [2, 13], очевидно, обусловлено привносом данного элемента более поздними наложенными флюидами. Последние также способствовали ремобилизации тугоплавких ЭПГ и других цветных металлов [3, 12]. Не исключено, что такие более поздние события могли быть вызваны повторными процессами частичного плавления и инъецированием новообразованного расплава в уже сформированные реститы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А. Сульфидная и самородная минерализация в гипербазитах и хромитовых рудах // Строевание, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск, 1990. С. 207–216.
2. Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 44–74.
3. Киселева О.Н., Агафонов Л.В., Цимбалист В.Г. Распределение элементов платиновой группы и генезис ультрабазитов, хромитовых руд Оспинско-Китойского и Харанурского массивов (Восточный Саян) // Изв. Иркутского государственного университета. Сер. Науки о Земле. 2012. Т. 5. № 1. С. 157–175.
4. Леснов Ф.П., Подлипский М.Ю., Поляков Г.В., Палеский С.В. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // ДАН. 2008. № 5. С. 660–664.
5. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. – СПб.: Наука, 1992.
6. Минералы платиновых металлов в хромититах Кемпирсайского массива, Южный Урал / В.В.Дистлер, Ю.А.Волченко, В.В.Крячко и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 113–117.
7. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. М., 1974. Т. 1. С. 168–220.
8. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.
9. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала / Л.И.Гурская, Л.В.Смелова, Л.Р.Колбанцев и др. – СПб.: Изд-во СПб. картографической ВСЕГЕИ, 2004.
10. Савельев Д.Е., Сначев В.И. Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования // Руды и металлы. 2012. № 2. С. 36–40.
11. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008.
12. Состав и эволюция платинометаллической минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) / О.Н.Киселева, С.М.Жмо-

- дик, Б.Б. Дамдинов и др. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 333–349.
13. Талхаммер Т.В. Ассоциации минералов платиновой группы в массивных хромитовых рудах Кемпирсайского офиолитового комплекса (Южный Урал) как проявление мантийного метасоматоза // Записки Всероссийского минералогического общества. 1996. Ч. СХХV. № 1. С. 25–36.
 14. Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Поведение элементов семейства железа, оксидбарометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.
 15. Щербакова А.В. Геологическое строение и особенности попутной сульфидной минерализации хромитовых месторождений Полярного Урала: Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук. – М., 2000.
 16. Юричев А.Н. Акцессорные сульфиды из реститовых ультрамафитов // Руды и металлы. 2015. № 2. С. 29–35.
 17. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.
 18. Юричев А.Н. Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Изв. ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61–69.
 19. Юричев А.Н. Рудные хромшпинелиды массивов Сыум-Кеу и Харчерузский: химизм и генетическая природа, Полярный Урал // Руды и металлы. 2017. № 2. С. 51–59.
 20. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (Северо-Запад Восточного Саяна) // Изв. ТПУ. 2012. Т. 321. № 1. С. 69–75.
 21. Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the tectonik history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq // Geological magazine. 2011. Vol. 148. P. 802–818.
 22. Economou M.I., Naldrett A.J. Sulfides associated with podiform bodies of chromite at Tsangli, Ermetria, Greece // Miner. Deposits. 1984. Vol. 19 № 4. P. 289–297.
 23. Melher F., Stumpfl E.F., Distler V.V. Chromite deposits of the Kempirsai massif, southern Urals, Kazakhstan // Inst. Mining Metall. 1994. Vol. 103. P. 107–120.
 24. Power M.R., Pirrie D., Andersen J.C., Wheeler P.D. Testing the validity of chrome spinel chemistry as a provenance and petrogenetic indicator // Geology. 2000. Vol. 28. P. 1027–1030.
 25. Reed S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. – N.Y.: Cambridge University Press, 2005.

ACCESSORY SULFIDES OF THE KEMPIRSAL ULTRAMAFIC MASSIF, SOUTHERN URAL

A.N.Yurichev (Tomsk State University, Tomsk)

Studies were performed for accessory sulfides from dunites and massive chromitites occurring at Almaz-Zhemchuzhina chromite deposit of the Kempirsai ultramafic massif which is the largest massif of restitic ultramafites in the Southern Ural. Three genetic groups of sulphides associated with various processes of their host ultramafic rocks formation and transformation have been identified. Typomorphic and chemical features of sulfides are characterized.

Key words: Southern Ural, Kempirsai massif, ultramafites, accessory sulphides, chemistry, genesis





СТРУКТУРНЫЕ ДЕФЕКТЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК НАКЫНСКОГО И АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЕЙ ПО ДАННЫМ КР- И ИК-СПЕКТРОСКОПИИ

Методом инфракрасной спектроскопии исследованы алмазы из кимберлитовых трубок Накынского и Алаakit-Мархинского полей Якутской алмазоносной провинции. Показано, что по типоморфным характеристикам (содержание и степень агрегации азота) эти алмазы существенно различаются. Установлена зависимость между содержанием структурной примеси азота в алмазах из кимберлитов Алаakit-Мархинского поля и алмазоносностью месторождений. Методом комбинационного рассеяния определён фазовый состав минеральных включений без разрушения алмазов, что позволило выявить соотношение эклогитовых и перидотитовых ассоциаций для каждой из кимберлитовых трубок.

Ключевые слова: алмазы, включения, кимберлит, Рамановская спектроскопия, ИК-спектроскопия.

Продуктивность алмазных месторождений определяется содержанием и качеством алмазов в породе [1]. Чтобы избежать трудоёмкого опробования при поисках кимберлитов и оценке их возможной алмазоносности по минеральному составу, обращают внимание на минералы-спутники, содержание которых на несколько порядков выше, чем алмазов. Внедрение, начиная с 70-х годов, инструментальных (спектральных) методов исследования и создание наборов банков данных по минеральному составу кимберлитов кардинально расширили наши знания о петрологии верхней мантии. Особенно интересны включения в алмазах, так как каждый кристалл алмаза с включениями других минералов представляет собой своеобразный уникальный контейнер, содержащий «законсервированный» материал среды своего формирования и в течение длительного времени сохраняющий его в неизменённом виде. В результате анализа этих данных и экспериментальных исследований стало очевидно, что кимберлит – глубинная порода, служащая транспортёром мантийного вещества к поверхности [17, 26]. Таким образом, истинными спутниками алмаза следует считать минералы, кристаллизующиеся совместно с алмазом или являющиеся материнской средой его образования и соответствующие по составу включениям в нём. Другие глубинные минералы, не имеющие с алмазом генетической связи, – можно назвать лишь характерными минералами кимберлитов.

В целях установления среды кристаллизации природных алмазов и состава исходных материнских пород литосферной мантии Якутской алмазоносной провинции нами с помощью методов инфракрасной спектроскопии (ИК) и комбинационного рассеяния

**Бардухинов
Леонид Данилович^{1,2}**

заведующий лабораторией, аспирант
bardukhinovld@alrosa.ru

**Специус
Здислав Витольдович¹**

доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
spetsiuszv@alrosa.ru

**Липашова
Алла Николаевна¹**

старший научный сотрудник
lipashovaan@alrosa.ru

¹ Научно-исследовательское геологическое предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

² ФГБУН Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

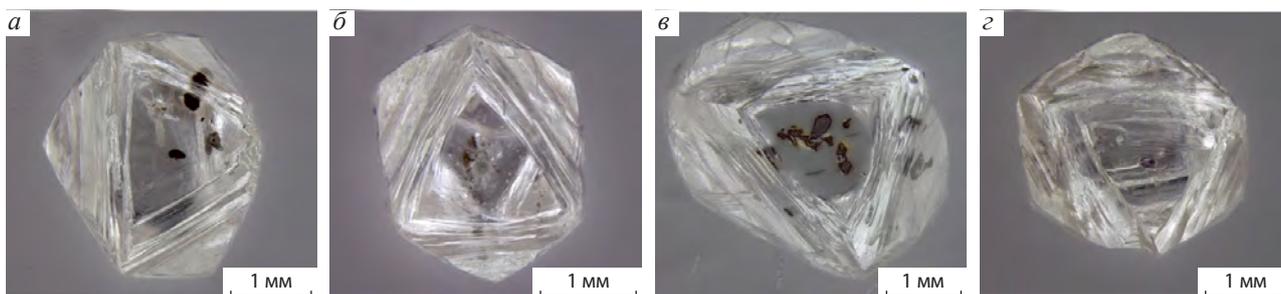


Рис. 1. ФОТО ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЯ:

включения оливина и сульфида (а), омфацита (б), хромита (в), пиропы (з)

(КР) изучены алмазы и включения в них из Накынского и Алакит-Мархинского промышленных алмазоносных полей.

Далдыно-Алакитский алмазоносный район расположен в бассейне верхних течений рек Марха и Алакит, в структурном плане – на юго-западном склоне Анабарской антеклизы, на который наложилось северо-восточное крыло Тунгусской позднепалеозойской синеклизы. Здесь широко развиты карбонатные породы раннего палеозоя, терригенные отложения позднего палеозоя, сложно интродуцированные телами траппов (Алакит-Мархинское кимберлитовое поле), и обнаружены ~120 кимберлитовых тел [10]. Промышленные россыпи алмазов довольно редки, россыпи ближнего сноса представлены ручьями Пироповый и Мелкоильменитовый. В целом единичные находки алмазов в бассейнах рек Алакит-Мархинского кимберлитового поля не позволяют с должной степенью вероятности соотносить их с кимберлитовыми телами района.

Среднемархинский алмазоносный район (Накынский кимберлитовое поле) охватывает правобережье среднего течения р. Марха, бассейн рек Ханья, Накын и верховье р. Тюкян, в структурном плане находится на южном склоне Анабарской антеклизы, на который наложился северо-западный борт Вилюйской синеклизы. Территория характеризуется более широко проявленной россыпной алмазоносностью по сравнению с Далдыно-Алакитским районом. Детально изучена алмазоносность современных отложений на более чем 300-километровом участке р. Марха ниже устья р. Ханья [10].

Для интенсификации поисковых работ необходима, наряду с морфологическими, дополнитель-

ные критерии, позволяющие достоверно разграничивать ореолы россыпей. Наиболее значимыми, с точки зрения генетической информации, могут быть включения в алмазах, характеризующие среду и условия образования последних.

Визуальная идентификация минеральных включений в алмазе с использованием бинокулярного микроскопа не всегда даёт правильный результат из-за их оптических особенностей и субъективного подхода исследователя. ИК- и КР-спектроскопия позволяют исключить недостатки этого метода.

Для изучения отбирались алмазы из геологических коллекций кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского (30 лет Айхалу, Восток, Озёрная, Чукукская, Айхал, Заря, Юбилейная, Краснопресненская, Комсомольская, Радиоволновая, Молодость, Соболева, Одинцова, Сытыканская) и Накынского (Нюрбинская, Ботубинская) кимберлитовых полей. Отметим, что все исследования впервые проводились неинвазивными методами, с сохранением целостности алмазов (рис. 1).

Съёмка спектров комбинационного рассеяния включений выполнялась на КР микроскопе InVia (Renishaw) при комнатной температуре. Источник возбуждения – твёрдотельный лазер КР микроскопа, $\lambda=532$ (785) нм, мощность 100 мВт. Использовалась отражательная голографическая дифракционная решётка 1800 (1200) лин/мм, измеряемый спектральный диапазон при возбуждающем излучении 532 нм составлял 100–1800 см^{-1} . Объектив 50x (Leica). Приёмником излучения служила Пельтье-охлаждаемая CCD-матрица 1024×256, размер пикселя 26 мкм. Заявленные производителем спектральное разрешение не ниже 0,5 см^{-1} в видимом диапазоне (при использовании соответствующих комбинаций источников света, объективов и ре-

шётки), воспроизводимость не ниже $0,1 \text{ см}^{-1}$. Калибровка прибора осуществлялась с помощью монокристаллического кремниевого стандарта. В некоторых спектрах присутствуют узкие ($0,05 \text{ нм}$) паразитные пики, обусловленные срабатыванием матричного CCD-приёмника при случайном воздействии космических лучей. Включения в алмазах идентифицировались с помощью библиотеки Рамановских спектров RENISHAW и программного обеспечения CrystalSleuth.

ИК-спектроскопические исследования проводились на ИК-Фурье спектрометре VERTEX 70 (Bruker) в комплексе с ИК микроскопом Hyperion 2000. Диапазон измерений $400\text{--}5500 \text{ см}^{-1}$. Выполнена съёмка интегральных (со всего объёма кристалла) спектров. Нормирование спектров осуществлялось по поглощению в двухфонной области [16, 33]. По спектрам определялись концентрации А-, В1- и В2-дефектов алмазов. Коэффициенты поглощения на частотах 1973 и 2500 см^{-1} (соответственно $\alpha_{1973}=12,5 \text{ см}^{-1}$ и $\alpha_{2500}=4,9 \text{ см}^{-1}$) были выбраны в качестве параметров внутреннего стандарта. Дополнительно использовались материалы из базы данных НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) по ИК-спектроскопии алмазов.

Минеральные включения в алмазах. В алмазах Якутии чаще присутствуют включения оливинов, гранатов и графитов. Минеральные включения в алмазах кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского и Накынского кимберлитовых полей представлены в основном графитом, оливином, хромитом, пиропом, гранатом, хромдиопсидом, омфацитом, рутилом, сульфидом, коэситом и самим алмазом. Характерные спектры идентифицированных включений различных минералов приведены на рис. 2.

Включения *графита* в алмазах весьма многообразны [17]. Достаточно дискуссионен вопрос об их происхождении. Одни исследователи уверены в эпигенетической природе графита [24]. Доказательством служат его включения, развитые по трещинам или представленные в виде розеток, окружающих другие, в большинстве случаев сульфидные, включения (в этом случае графит является показателем высоких $>1000^\circ\text{C}$ температур на заключительной стадии эволюции алмаза [12]). Другие авторы [5, 20] считают включения графита, распространённые в центральных частях алмаза, имеющие закономерную ориентировку и хорошо различимые грани, протогенетическими. Также гра-

фит в алмазах встречается в составе полифазных микровключений, относимых к сингенетическим [34]. Такие алмазы часто чёрного цвета.

Оливин – один из самых распространённых силикатных включений в алмазах. Как правило, оливины из литосферных алмазов характеризуются пониженным содержанием фаялитового минала и, как следствие, повышенной магнезиальностью. В работе [29] отмечается, что для подавляющего большинства изученных оливинов магнезиальность $100\cdot\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ определена между 91 и 94%. Исследования оливинов из ксенолитов и кимберлитов позволили выделить два типа: оливины I генерации (макротриглы) и оливины II генерации ($<0,5 \text{ мм}$).

Гранаты в виде сингенетических включений в алмазах или индикаторных минералов кимберлитов также относятся к наиболее многочисленным среди минералов-спутников алмаза. Большинство исследований, посвящённых гранатам, касается двух взаимосвязанных проблем – генезису граната и алмазообразованию [27]. В последнее время повысился интерес к экспериментальному моделированию процесса природного алмазообразования, в том числе в системах с участием граната [7]. Например, удалось установить характерные парагенезисы включений гранатов с использованием КР-спектроскопии [15]. Так, алмазы из трубки Комсомольская-Магнитная с включениями гранатов эклогитового парагенезиса характеризуются высоким общим содержанием структурной примеси азота и средней его агрегацией, тогда как алмазы с включениями гранатов верлитового, дунит-гарцбургитового и лерцолитового парагенезисов отличаются низкой концентрацией азота и широкой вариацией степени агрегированности азота, что обычно свойственно алмазам перидотитового генезиса [15].

Коэсит в алмазе имеет ряд уникальных характеристик. Высокая сжимаемость и низкое тепловое расширение коэсита обеспечивают преимущество, состоящее в сохранении давления с малой зависимостью от температуры, а композиционная простота коэсита позволяет избежать химических вариаций состава, как в оливине, гранате, флюидных включениях [2].

Фазовый состав твёрдых включений в алмазах. В кимберлитовых телах Накынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей определены сингенетические включения перидотитовой (оливин,

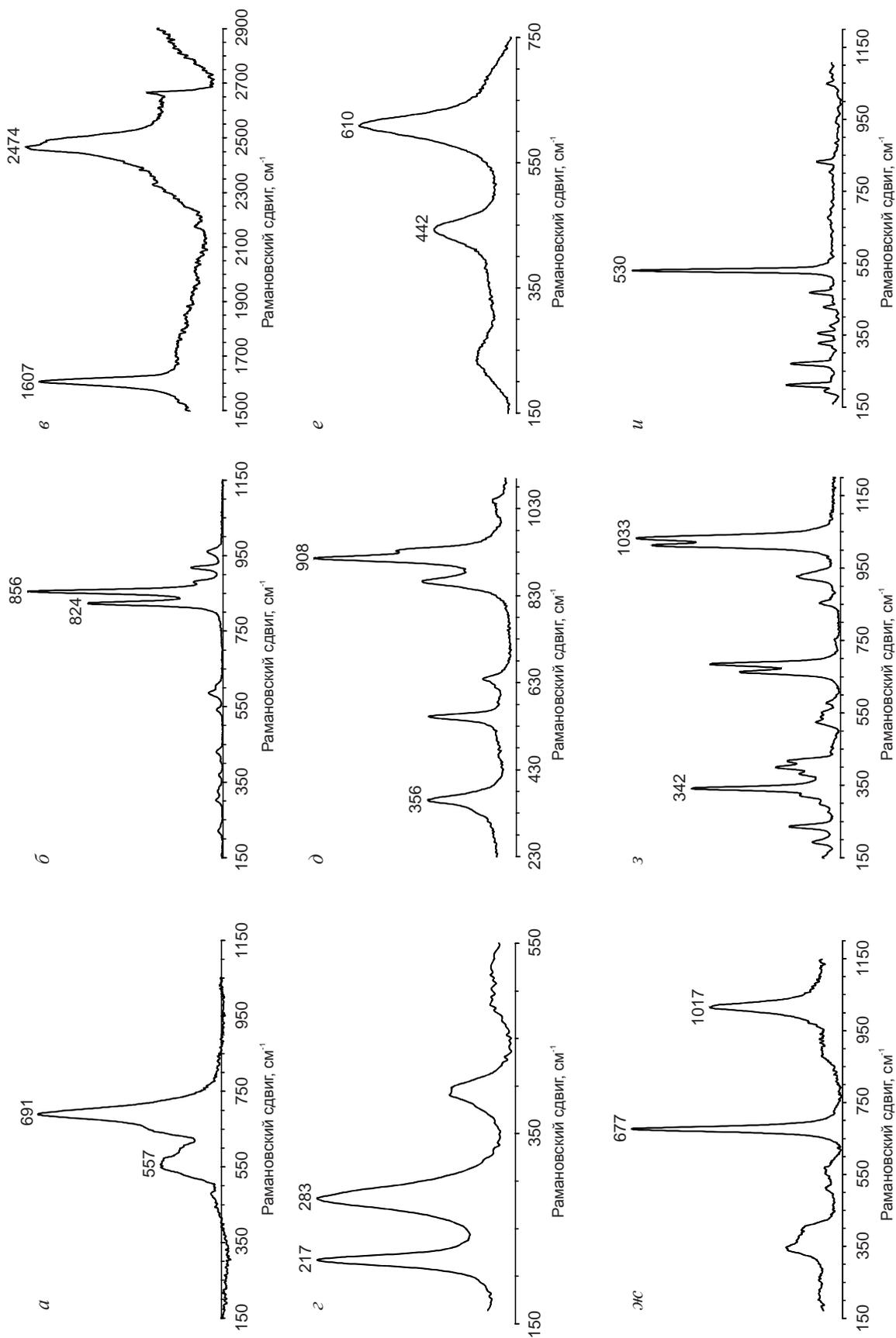


Рис. 2. СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ:

а – хромит, б – оливин, в – графит, г – сульфид, д – пироп, е – рутил, ж – омфациит, з – энстатит, и – коэсит

хромит, малиновый пироп, энстатит, хромдиопсид) и эклогитовой (оранжевый гранат, омфацит, коэзит) ассоциаций. Среди эпигенетических включений в алмазах наиболее распространён графит. Распространённость твёрдых включений и их ассоциаций оценена главным образом визуально и в большинстве случаев подтверждена Рамановской спектроскопией. Установлено, что число алмазов с твёрдыми включениями составляет >50% от общего объёма кристаллов. Основная их масса – это эпигенетические включения графита. Ниже приведены содержания включений в алмазах различных трубок без учёта кристаллов с включениями графита и сульфидов. Несмотря на то что определённая концентрация никеля [9] или изотопов Re-Os [30] в сульфидных включениях является характерным признаком алмазов различного происхождения, на данный момент метод КР-спектроскопии не может однозначно указывать на эклогитовый или перидотитовый тип парагенезиса.

На долю сингенетических включений приходится не более 3% (рис. 3). Отмечено, что наибольшая частота встречаемости включений свойственна алмазам Алакит-Мархинского кимберлитового поля, в частности образцам из трубок Чукукская и Озёрная (>2%), относительно высокая (>1%) – образцам из трубок Юбилейная (1,21%), Молодость

(1,43%), Краснопресненская (1,51%), Комсомольская (1,95%), Заря (1,64%), Восток (1,36%), более низкая – алмазам из кимберлитов Накынского поля (<0,5%), что достаточно хорошо согласуется с результатами работы [10].

Среди сингенетических включений наиболее распространены оливин и хромшпинелид, причём первый несколько преобладает (рис. 4, 5). Изученные кимберлитовые трубки можно разделить на два типа в зависимости от содержания включений оливинов в алмазах: >0,8% (30 лет Айхалу, Заря, Краснопресненская, Озёрная, Чукукская, Восток, Комсомольская, Молодость) и <0,8% (Айхал, Радиоволновая, Сытыканская, Ботуобинская, Юбилейная, Нюрбинская). Наибольшая частота встречаемости включений оливина выявлена в трубке Чукукская (1,46%), наименьшая – в трубках Сытыканская (0,16%), Нюрбинская (0,13%) и Ботуобинская (0,04%). Больше всего включений хромита в алмазах в трубках Комсомольская (0,63%) и Радиоволновая (0,48%), в остальных – <0,3%, преимущественно <0,1%.

Анализ твёрдых включений в алмазах позволил определить долю кристаллов с включениями ультраосновной и эклогитовой ассоциаций. Преобладают алмазы с включениями ультраосновной ассоциации (P-тип), на долю эклогитовой (E-тип)

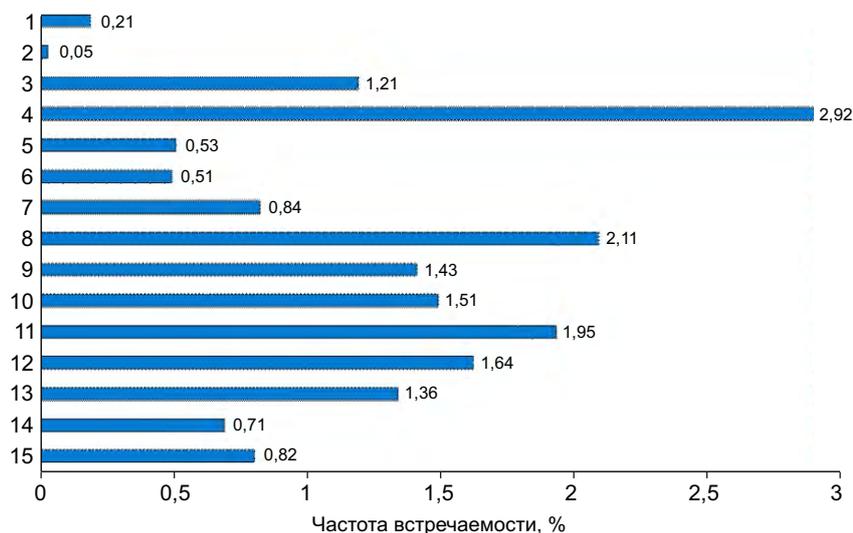


Рис. 3. ЧАСТОТА ВСТРЕЧАЕМОСТИ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК НАКЫНСКОГО И АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЕЙ (в скобках – представительность выборки):

1 – Нюрбинская (26 572); 2 – Ботуобинская (16 483); 3 – Юбилейная (9971); 4 – Чукукская (137); 5 – Сытыканская (3809); 6 – Соболева (393); 7 – Радиоволновая (825); 8 – Озёрная (807); 9 – Молодость (1744); 10 – Краснопресненская (2999); 11 – Комсомольская (8310); 12 – Заря (2497); 13 – Восток (804); 14 – Айхал (2961); 15 – 30 лет Айхалу (122)

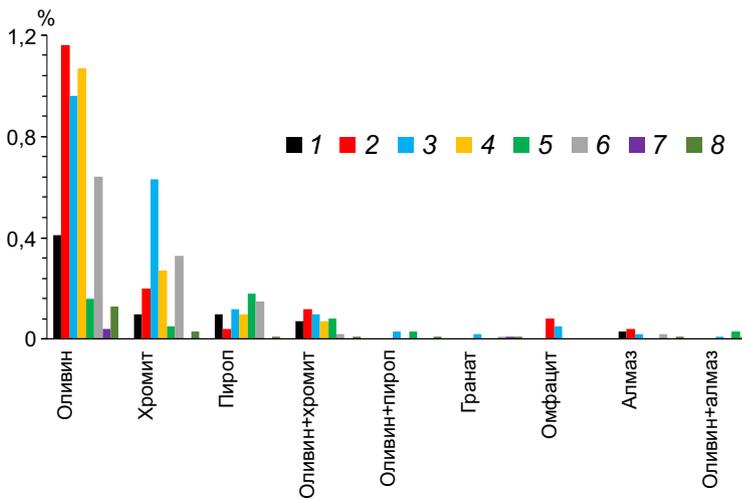


Рис. 4. ЧАСТОТА ВСТРЕЧАЕМОСТИ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ИЗ ВЫСОКО- И СРЕДНЕПРОДУКТИВНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК НАКЫНСКОГО И АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЕЙ (в скобках – число изученных алмазов):

1 – Айхал (2961); 2 – Заря (2497); 3 – Комсомольская (8310); 4 – Краснопресненская (2999); 5 – Сытыканская (3809); 6 – Юбилейная (9971); 7 – Ботубобинская (16 483); 8 – Нюрбинская (26 572)

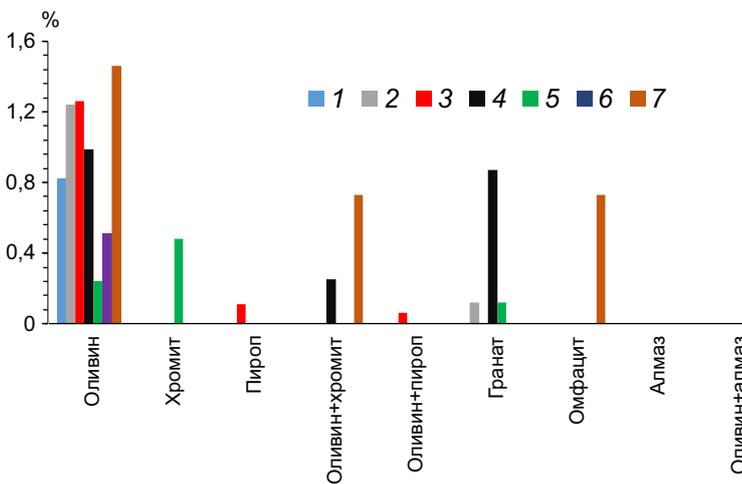


Рис. 5. ЧАСТОТА ВСТРЕЧАЕМОСТИ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ИЗ НИЗКОПРОДУКТИВНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЯ (в скобках – число изученных алмазов):

1 – 30 лет Айхалу (122); 2 – Восток (804); 3 – Молодость (1744); 4 – Озёрная (807); 5 – Радиоволновая (825); 6 – Соболева (393); 7 – Чукукская (137)

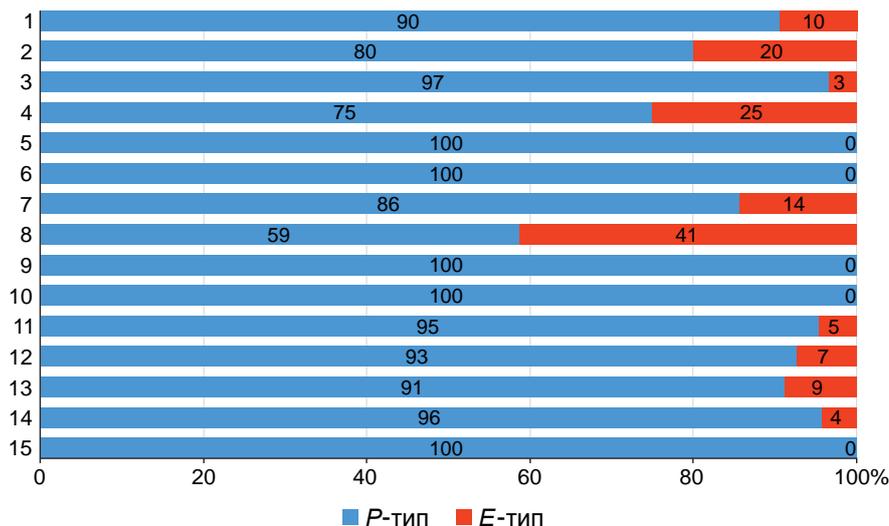


Рис. 6. ДОЛЯ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗОВ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ УЛЬТРАОСНОВНОЙ (P-тип) И ЭКЛОГИТОВОЙ (E-тип) АССОЦИАЦИЙ В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК НАКЫНСКОГО И АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЕЙ:

названия кимберлитовых трубок и представительность выборки см. рис. 3

приходится <50% (рис. 6). На фоне преобладания алмазов перидотитового генезиса можно выделить трубки с относительно повышенной долей алмазов с включениями эклогитовой ассоциации: Озёрная (41%), Чукукская (25%), Ботуобинская (20%), Радиоволновая (14%) (см. рис. 6), что, вероятно, свидетельствует о своеобразии среды, термодинамических и геохимических условий образования.

Проведённые авторами инструментальные исследования по диагностике минеральных включений в алмазах для кимберлитовых трубок в большинстве случаев подтвердили соотношение эклогитовой и перидотитовой ассоциаций. Также подтвердилось заметное отличие алмазов Накынского кимберлитового поля, где на порядок выше содержание кристаллов с включениями основного состава в сравнении с таковыми из Алакит-Мархинского поля, за исключением трубок Озёрная, Радиоволновая и Чукукская, где эклогитовых ~41, 14 и 25% соответственно [10]. По данным Э.С.Ефимовой и др. [8], Н.Н.Зинчука и др. [10], доля сингенетических включений эклогитовой ассоциации составляет для алмазов из трубок Ботуобинская 20–30%, Нюрбинская до 20%, Айхал – не встречены, Сытыканская не более 0,3%, Юбилейная ~0,6%, Комсомольская 5%, что в целом указывает на сопоставимость этих данных с результатами нашей работы с применением метода КР-спектроскопии.

Включения в алмазах трубки Ботуобинская детально изучены авторами работы [11]. Ими установлено, что соотношение алмазов с включениями ультраосновного и основного парагенезисов составляет ~3:1. Эти данные не противоречат полученным нами результатам для трубки Ботуобинская, где доля алмазов эклогитовой ассоциации ~20%.

Структурные примеси в алмазах. Дефектно-примесный состав и разнообразие морфологических форм алмазов в большой степени определены условиями образования (температура, давление, состав среды кристаллизации) [4, 13, 14, 21]. Структурная примесь азота в алмазах часто используется как один из типоморфных признаков при прогнозно-поисковых работах [3, 18], наряду с морфологией, включениями и изотопным составом. Вместе с тем, содержание азота и степень его агрегации в алмазах несут в себе генетическую информацию об условиях образования алмаза, выступая геотермометром [22, 23, 32].

О методических подходах по исследованию поглощения алмазов в инфракрасной области и применении полученных характеристик в качестве инструмента при минералогическом районировании известно давно [3, 19]. Так, по распределению структурной примеси азота и водорода Г.К.Хачатрян выделяет шесть типов популяций алмаза. В одной трубке обычно можно выделить главную популяцию алмазов, реже – две, одна из которых будет находиться в подчинённом положении [19, 25]. По мнению авторов, в зависимости от температуры и соответствующей ей глубины алмазообразования изменяются содержание и степень агрегации азота. Предложенная методика прогноза и поиска коренных месторождений алмаза, основанная на его типоморфных признаках (тип популяции, содержание азота, водорода и т.д.) [18], позволяет идентифицировать алмазы из россыпей и коренных источников и сравнивать их между собой. Признаком ещё не выявленного коренного источника может быть различие в типоморфизме алмазов известного коренного источника с россыпным проявлением. Одно из ограничений предложенной Г.К.Хачатрян методики – отсутствие апробации представленных моделей на реальных алмазоносных россыпях.

Предыдущие исследователи постулируют уникальность выборок алмазов конкретного месторождения по набору азотных и водородных дефектов. Большое внимание уделено алмазам высокопродуктивных и среднепродуктивных тел, но мало освещены типоморфные особенности алмазов из слабопродуктивных трубок Накынского и Алакит-Мархинского полей.

Для кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля характерны алмазы с пониженным (~100 at. ppm) содержанием структурной примеси азота $N_{tot}=N_A+N_B$, высока доля «безазотных» кристаллов (<25 at. ppm) (рис. 7 а, б). Алмазы каждой из трубок имеют достаточно близкие содержания азота, при этом следует отметить небольшую долю алмазов с повышенным содержанием (>800 at. ppm) из трубок Чукукская, Озёрная, что хорошо согласуется с большей долей включений эклогитовой ассоциации, определённой для них (см. рис. 6). Алмазы трубок Нюрбинская и Ботуобинская резко отличаются по содержанию и степени агрегации азота от таковых Алакит-Мархинского поля (таблица; см. рис. 7). Для них характерны средние содержания примеси азота (400–800 at. ppm) и относи-

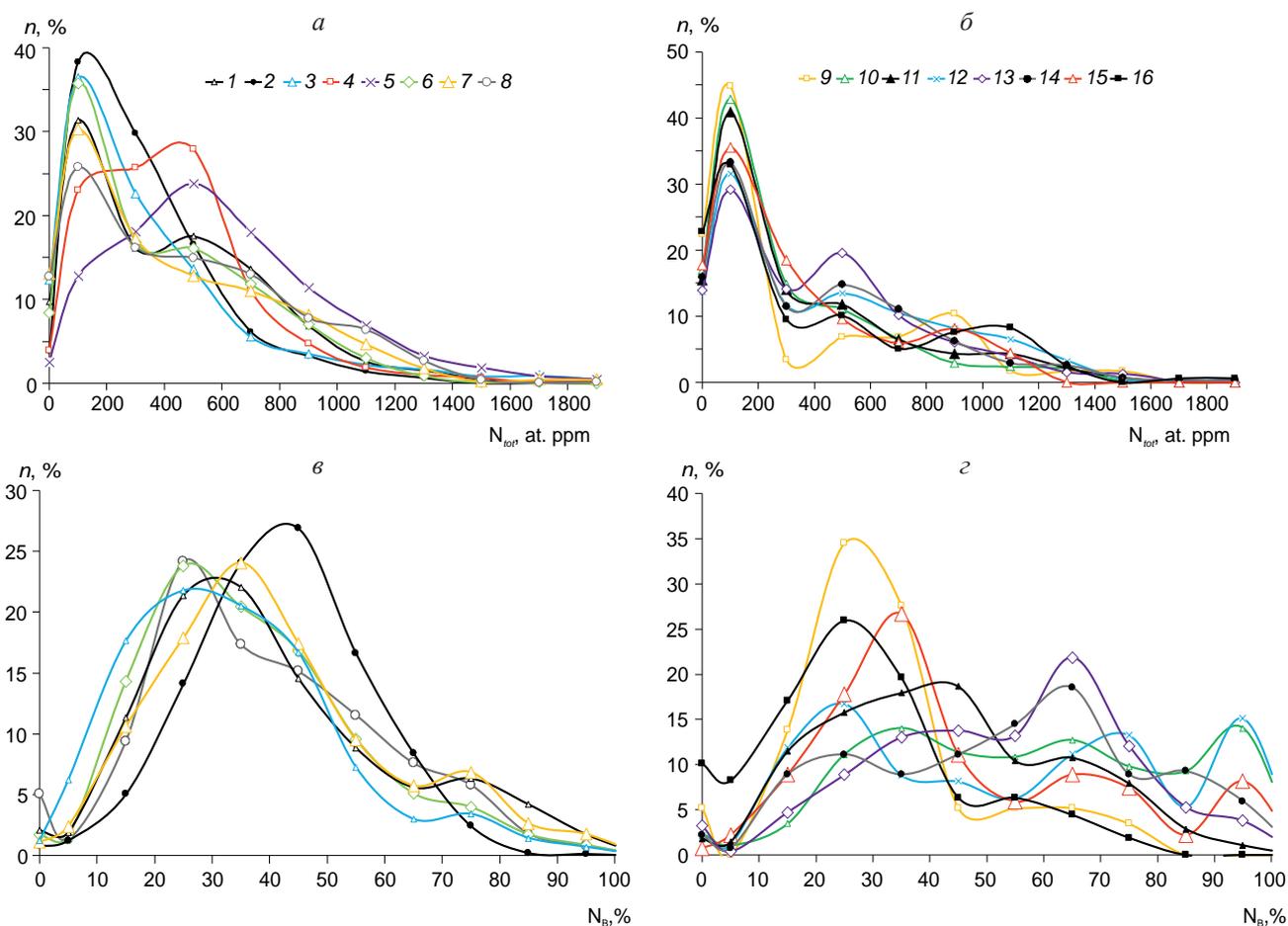


Рис. 7. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ НАКЫНСКОГО И АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЕЙ ПО СОДЕРЖАНИЮ СТРУКТУРНОЙ ПРИМЕСИ (а, б) И СТЕПЕНИ АГРЕГАЦИИ (в, г) АЗОТА (в скобках – число изученных алмазов):

1 – Заря (1786); 2 – Краснопресненская (1269); 3 – Сытыканская (964); 4 – Ботуобинская (1436); 5 – Нюрбинская (2301); 6 – Айхал (802); 7 – Комсомольская (453); 8 – Юбилейная (1724); 9 – 30 лет Айхалу (58); 10 – Восток (378); 11 – Озёрная (279); 12 – Молодость (430); 13 – Радиоволновая (531); 14 – Соболева (270); 15 – Чукукская (135); 16 – Одинцова (158)

тельно низкая (20–30%) степень его агрегации $V = N_B \cdot 100\% / (N_A + N_B)$.

На основании полученных статистических распределений алмазов по общему содержанию структурной примеси азота и степени его агрегации (см. рис. 7), а также с учётом усреднённых данных (см. таблицу) выделены три группы: «безазотные» ($N_{tot} < 25$ ppm), «малоазотные» (< 300 ppm) и «среднеазотные» (300–600 ppm). Для трубок со средней и высокой алмазоносностью (Нюрбинская, Ботуобинская, Айхал, Сытыканская, Комсомольская, Краснопресненская, Юбилейная, Заря) доля «безазотных» алмазов в выборке составляет $< 13\%$, а для некоторых даже $< 10\%$, для убогоалмазоносных (30 лет Айхалу, Восток, Озёрная, Моло-

дость, Радиоволновая, Соболева, Чукукская) – $> 13\%$ (см. рис. 7). В выборках изученных алмазов в зависимости от степени агрегации азота устанавливаются также три группы алмазов (см. рис. 7 в, г): $V = 25-45$, $V = 55-75$, $V = 85-100\%$. Отчётливо видно, что для трубок со средней и высокой алмазоносностью характерен один широкий максимум в распределении алмазов по степени агрегации азота (20–60%), в то время как для трубок с низкой алмазоносностью в распределении фиксируются три моды, что, может быть, обусловлено множественностью геохимических и *PT*-условий образования, а также посткристаллизационным отжигом алмазов. Отметим также, что суммарная доля алмазов со степенью агрегации азота ~ 25 и 45% для вы-

УСРЕДНЁННЫЕ СОДЕРЖАНИЯ ДЕФЕКТОВ В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ НАКЫНСКОГО И АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЕЙ

Объекты	Число, шт.	N_{tot} , at. ppm	B, %	B_2 , cm^{-1}	ν_{B_2} , cm^{-1}	H, cm^{-1}
30 лет Айхалу	58	281,8	32,9	2,3	1365,7	1,5
Айхал	802	360,0	37,4	4,9	1364	1,3
Восток	378	263,2	57,4	4,0	1364,1	2,0
Заря	1786	384,3	40,6	5,4	1372,1	1,5
Комсомольская	453	387,8	40,9	5,8	1365,2	1,5
Краснопресненская	1269	303,8	42,0	5,0	1364,2	1,2
Молодость	430	415,3	54,1	7,4	1367,9	1,7
Озёрная	279	302,5	43,0	4,4	1363,7	1,9
Радиоволновая	531	375,8	54,0	6,1	1364,9	2,0
Соболева	270	366,0	53,7	6,4	1364,2	1,9
Сытыканская	964	318,0	33,9	4,2	1363,7	1,5
Чукукская	135	293,6	45,1	4,9	1363,3	1,6
Юбилейная	1724	422,5	40,4	5,2	1365,9	1,2
Нюрбинская	2301	583,5	31,7	5,9	1367,4	2,4
Ботубинская	1436	405,3	23,5	3,0	1365,9	1,3

Примечание. H – коэффициент поглощения H-центра (3107 cm^{-1}).

соко- и среднеалмазоносных трубок превышает 35% от выборки, для низкоалмазоносных данный показатель <35%.

Среди низкоалмазоносных трубок наиболее близкие значения, характерные для высокоалмазоносных трубок, имеют алмазы из следующих кимберлитовых тел: по доле «безазотных» кристаллов – Радиоволновая (13,9%), Молодость (13,7%); по суммарной доле алмазов со степенью агрегации азота 25 и 45% – Одиноца (32,3%), Озёрная (34,4%). Однако полного соответствия указанных двух параметров промышленному содержанию среди низкоалмазоносных трубок не выявлено. Не исключена возможность проведения на данных трубках крупнообъёмного опробования для получения представительной партии алмазов.

«Безазотными» принято считать алмазы с концентрацией N <20 ppm [28]. В наших исследованиях к типу IIa по физической классификации алмаза [13] отнесены кристаллы с концентрацией <25 ppm. На сегодняшний день не существует корректной гипотезы образования «безазотных» (тип IIa) алмазов. Остаются открытыми вопросы о механизме и условиях роста таких уникальных природных кристаллов. В работах по выращиванию искусственных кристаллов типа IIa часто используют геттеры азота, например Ti [31]. Считается, что такие химиче-

ские элементы, как Ti, связывают азот в нитриды. Изучение взаимосвязи алмазоносности месторождений с количеством в кимберлитах TiO_2 показало, что при увеличении концентрации Ti содержание алмазов в месторождении уменьшается [6]. В результате выполненных нами оптико-спектроскопических исследований алмазов из трубок Алаakit-Мархинского и Накынского полей выявлена корреляция между содержанием в выборках «безазотных» алмазов, при увеличении доли которых содержание алмазов в трубке снижается. Предположительно, можно говорить не только об отрицательной зависимости концентрации Ti и алмазоносности месторождения, но и об обратной зависимости содержания «безазотных» кристаллов и продуктивности кимберлитовых тел Алаakit-Мархинского поля.

Таким образом, в большинстве низкопродуктивных кимберлитов Алаakit-Мархинского поля повышена доля алмазов с включениями эклогитового парагенезиса, «безазотных» кристаллов и понижено содержание алмазов со степенью агрегации азота ~25 и 45%.

Авторы выражают благодарность рецензенту за ценные критические замечания и конструктивные предложения, способствовавшие улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. – Новосибирск: Гео, 2010.
2. Бардухинов Л.Д., Специус З.В., Монхоров Р.В. Включение коэсита в алмазах Якутии // ДАН. 2016. Т. 470. № 5. С. 558–561.
3. Богуш И.Н. Методическое пособие по исследованию поглощения алмазов инфракрасной области при прогнозировании и поисках коренных месторождений. – Мирный: Алроса, 2004.
4. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз – генетические аспекты. – Новосибирск: Наука, 1993.
5. Буланова Г.П., Варшавский А.В., Лескова Н.В., Никишова Л.В. О «центральных» включениях в природном алмазе // ДАН СССР. 1979. Т. 224. № 3. С. 261–269.
6. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Петрохимические критерии оценки алмазности кимберлитовых месторождений Якутии // Геохимия. 2010. № 4. С. 366–376.
7. Гранаты пироп-кноррингитового ряда в условиях мантии Земли: экспериментальное изучение в системе / А.М.Дорощев, Г.П.Брай, А.В.Гирнис и др. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38 (2). С. 523–545.
8. Ефимова Э.С., Соболев Н.В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // ДАН СССР. 1977. Т. 237. № 6. С. 1475–1478.
9. Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Зап. ВМО. 1983. Т. 112. С. 300–310.
10. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003.
11. Митюхин С.И., Специус З.В. Включения в алмазах из кимберлитовой трубки Ботубинская (Накынское поле, Якутия) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46 (12). С. 1246–1258.
12. Нечаев Д.В., Хохряков А.Ф. Образование эпигенетических включений графита в кристаллах алмаза: экспериментальные данные // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 523–532.
13. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984.
14. Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф., Крук А.Н. Условия кристаллизации алмаза в кимберлитовом расплаве по экспериментальным данным // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 254–272.
15. Парагенезисы включений гранатов в алмазах из кимберлитов Якутии по данным Рамановской и ИК-спектроскопии / Л.Д.Бардухинов, З.В.Специус, Е.В.Кислов и др. // ЗРМО. 2018. Ч. 147. Вып. 2. С. 25–35.
16. Природные и синтетические алмазы / Г.Б.Бокий, Г.Н.Безруков, Ю.А.Клюев и др. – М.: Наука, 1986.
17. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974.
18. Хачатрян Г.К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29–42.
19. Хачатрян Г.К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 46–60.
20. *Diamond-graphite relationships in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, Northern Kazakhstan* / A.V.Korsakov, M.Perraki, D.Zedgenizov et al. // J. Petrol. 2010. Vol. 51. P. 763–783.
21. *Directional chemical variations in diamonds showing octahedral following cuboid growth* / D.A.Zedgenizov, B.Harte, V.S.Shatsky et al. // Contrib. Mineral Petrol. 2006. Vol. 151. P. 45–57.
22. *Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond* // The properties of natural and synthetic diamond. London, 1992. P. 259–290.
23. *Evans T., Qi Z. The kinetics of aggregation of nitrogen atoms in diamonds* // Proc. Roy. Soc. London, 1982. A381. P. 238–242.
24. *Harris J.W., Vance E.R. Induced graphitization around crystalline inclusions in diamond* // Contr. Miner. Petrol. 1972. Vol. 35. P. 227–234.
25. *Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption date* // Canad. Miner. 2001. Vol. 39. P. 1733–1745.
26. *Meyer H.O.A. Inclusions in diamond* // Mantle xenoliths. 1987. P. 501–522.
27. *Meyer H.O.A. Chrome-pyrope: an inclusion in natural diamonds* // Science. 1968. Vol. 160. P. 1447.
28. *Moore A.E. Type II diamonds: Flamboyant Megacrysts?* // South Afr. J. Geol. 2009. Vol. 112. P. 23–38.
29. *Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia* / N.Sobolev, A.Logvinova, D.Zedgenizov et al. // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 701–713.
30. *Richardson S.H., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W. Archean subduction recorded by Re-Os isotopes in eclogitic sulfide inclusions in Kimberley diamonds* // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 191. P. 257–266.
31. *Strong H.M., Wentorf R.H. Growth of large, high-quality diamond crystals at General Electric* // Am. J. Phys. 1991. Vol. 59 (11). P. 1005–1008.
32. *Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamond* // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 18–124.
33. *Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: A data handbook.* – Springer Berlin Heidelberg, 2001.
34. *Zedgenizov D.A., Kagi H.K., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy* // Miner. Mag. 2004. Vol. 68. P. 61–73.



STRUCTURAL DEFECTS AND MINERAL INCLUSIONS IN DIAMONDS FROM NAKYN AND ALAKIT-MARKHIN FIELD KIMBERLITE PIPES BASED ON RAMAN AND IR SPECTROSCOPY DATA

L.D.Bardukhinov^{1,2}, Z.V.Spetsius¹, A.N.Lipashova¹
 (¹Research Geological Enterprise (RGE) JSC ALROSA (PJSC), Mirny; ²Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude)

Diamonds from Nakyn and Alakit-Markhin field kimberlite pipes (Yakutian diamondiferous province) were studied using IR spectroscopy method. It is shown that these diamonds greatly vary in typomorphic features (N content and degree of aggregation). Relations of nitrogen structural admixture content in diamonds from Alakit-Markhin field kimberlites and diamond potential of deposits were found. Phase composition of mineral inclusions was determined using Raman scattering method avoiding diamond destruction which allowed to identify eclogite and peridotite association relationship for every kimberlite pipe.

Keywords: diamonds, inclusions, kimberlite, Raman spectroscopy, IR spectroscopy.



ПОДПИСЧИКАМ

ПОДПИСКА В ПОЧТОВЫХ ОТДЕЛЕНИЯХ

по каталогу «Газеты. Журналы» Агентства «Роспечать»
 (индекс 47218)

ПОДПИСКА НА ЭЛЕКТРОННУЮ ВЕРСИЮ ЖУРНАЛА

на сайте Научной Электронной Библиотеки elibrary.ru

Вышедшие номера журнала можно приобрести в редакции:

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

Контактный телефон: 8 (495) 315-28-47. Факс: 315-43-47

E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

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

ВОДА И ОБРАЗОВАНИЕ АЛМАЗОВ

Показаны условия образования и существования полиморфных модификаций углерода в природных условиях при определённом содержании воды. Алмаз и углерод могут образоваться при наличии углеродсодержащих пород в близповерхностных и поверхностных восстановительных условиях при низком парциальном давлении кислорода. С помощью физико-химического моделирования установлено разнообразие факторов, влияющих на процесс образования и эволюции минералов, минеральных ассоциаций и флюида. В основе проведённых теоретических исследований лежит моделирование физико-химических условий и взаимоотношений между компонентами в сложных природных системах при различных термодинамических параметрах с соответствующей оценкой состава твёрдых компонентов и флюидного режима в целом.

Ключевые слова: математическое моделирование, природная система, восстановительные условия, «концентрационный» барьер, температура, давление, водород, вода, углерод.

Посредством физико-химических исследований пород карбонатитового штока, расположенного в восточной части Хибинского массива, изучена возможность образования алмаза и углерода в карбонат-щелочных многокомпонентных системах [3, 4]. Анализ произведённых расчётов показал, что образование алмазов происходит при определённых параметрах (давление, температура, восстановительные условия среды), причём прослеживается прямая корреляция между содержанием углерода и алмаза в породах. Подбор температуры, давления и концентраций углерода в мультисистемах позволил установить одновременность образования алмаза и кристаллизации свободного углерода из карбонатов. Результаты данного теоретического исследования находятся в соответствии с опубликованным ранее геологическим материалом [8].

При теоретических физико-химических исследованиях в расчёты обычно включают только те химические соединения, которые могут участвовать в реакциях и серьёзно влиять на поведение и концентрацию остальных. Выбор правильного числа компонентов системы дополнит изучение характера химического процесса реакциями, позволяющими получить более полную картину. В частности, в работе предлагается проанализировать возможное влияние переменной концентрации воды в системе C–H–O на процессы образования и роста алмазов [1, 9]. Для проверки этого предположения в качестве объекта исследования был выбран карбонатитовый шток Хибин [3] – уникальное в геологическом, геохимическом и минералогическом аспектах образование. Исходными данными для модельных исследований стали результаты химического анализа образца из керна, взятого с глубины 439 м. Сведения о химическом и минеральном составе изучаемой породы необходимы для оценки поведения её твёрдой и флюидной фаз в зависимости от давления и температуры



**Каржавин
Владимир Константинович**

кандидат химических наук
старший научный сотрудник
karzhavin@geoksc.apatity.ru

ФГБУН Геологический институт
Кольского научного центра РАН,
г. Апатиты



1. ЭЛЕМЕНТАРНЫЙ СОСТАВ НЕЗАВИСИМЫХ КОМПОНЕНТОВ ВЕКТОРОВ b_i

Состав	Данные анализа	H ₂ O=+2%	H ₂ O=+4%	Состав	Данные векторов b_i (независимые компоненты)		
	масс. %				моль/кг		
	1	2	3		b_1	b_2	b_3
SiO ₂	40,00	39,4128	38,6510	Si	6,69143	6,5596	6,4328
TiO ₂	1,11	1,0937	1,0726	Ti	0,13969	0,1369	0,1343
Al ₂ O ₃	15,31	15,0852	14,7937	Al	3,01849	2,959	2,9018
Fe ₂ O ₃	2,64	2,6012	2,5510	Σ Fe	1,34105	1,3146	1,3231
FeO	7,21	7,1041	6,9669	Mg	0,91524	0,8972	0,8799
MgO	3,67	3,6161	3,5462	Ca	1,60061	1,5691	1,5387
CaO	8,93	8,7989	8,6289	Na	1,94608	1,9077	1,8709
Na ₂ O	6,00	6,9119	5,7977	K	0,93902	0,9205	0,9037
K ₂ O	4,40	4,3354	4,2516	H	0,11157	2,2972	4,3982
H ₂ O	0,10	2,0692	3,9617	P	0,1133	0,1111	0,1089
P ₂ O ₅	0,80	0,7883	0,7730	C	1,3315	1,3053	1,2800
CO ₂	5,83	5,7444	5,6334	F	0,52904	0,5186	0,5085
F	1,00	0,9853	0,9663	O	27,43901	27,9923	28,5582
O							
Σ	99,49	100	100				

среды. Результаты химического анализа образца карбонатитов Хибин определили исходный состав вектора b_1 (табл. 1), затем они были скорректированы с учётом содержания воды. Это позволило при увеличении содержания воды на 2% получить вектор b_2 , а на 4% – вектор b_3 . Химические составы и векторы мультисистемы, представленные в таблице (см. табл. 1), послужили отправными данными для моделирования физико-химических процессов образования алмазов и оценки роли воды в природном процессе.

Определение векторного состава независимых компонентов мультисистем осуществлялось с помощью пересчёта результатов химического анализа на их мольное содержание в 1 кг (или 10 кг) образца. Далее создавалась мультисистема, в составе которой присутствовали независимые компоненты (элементы): Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, P, F, H, C, O. В нашем случае расчётная матрица мультисистемы представлена 13 независимыми компонентами, зависимыми компонентами (минералы образца) и флюидной фазой, включающей семь газообразных компонентов: H₂O, H₂, O₂, CO, CO₂, CH₄, C₂H₆.

Оценка компонентного состава твёрдой фазы, летучих компонентов и флюидного режима выполнялась путём минимизации свободной энергии

Гиббса программным комплексом «Селектор» [5, 6]. «Селектор» является интегрированной модульной системой, включающей перечень химических элементов и несколько баз исходных термодинамических данных элементов и химических соединений (минералов) [10]. Физико-химическое моделирование мультисистем проводилось при температуре 500°C и давлении 1000 бар. Для расчётов в мультисистеме вводились переменные мольные концентрации углерода (C) и водорода (H), отличные от исходных значений (см. табл. 1), что позволило выделить поля существования карбонатов, графита и возможного алмаза (рис. 1). На рисунке наблюдается некоторое изменение в расположении указанных полей в зависимости от концентрации воды и углерода, т.е. с повышением концентрации последнего появляется вероятность образования алмаза.

Результаты расчёта минерального состава и состава флюида при температуре 500°C и давлении 1000 бар при мольном содержании водорода (H=2,5 моль/кг) представлены в табл. 2. Анализ расчётных данных позволил установить интересный факт – наличие «концентрационного» барьера между полями существования графита, алмаза и компонентов флюида (H₂, O₂, CH₄, C₂H₆) (рис. 2). В качестве примера на рисунке отображено пове-

дение компонентов при следующих параметрах: исходный состав +4H₂O, T=500°C, P=1000 бар. Дополнительно проведённое физико-химическое моделирование системы при более высоком давлении (5000 и 10 000 бар) выявило, что рост давления практически не влияет на положение «концентрационного» барьера.

Таким образом, результаты теоретического исследования позволяют предположить, что одной из причин отсутствия алмазов в трубках взрыва может быть повышенное содержание воды и окислительные условия среды алмазообразования (см. рис. 2). На графиках отмечено резкое изменение в районе «концентрационного» барьера (при C≈2,3 моль/кг) парциальных давлений H₂, H₂O, O₂, CO, CO₂, CH₄ и содержания алмаза. Смена окис-

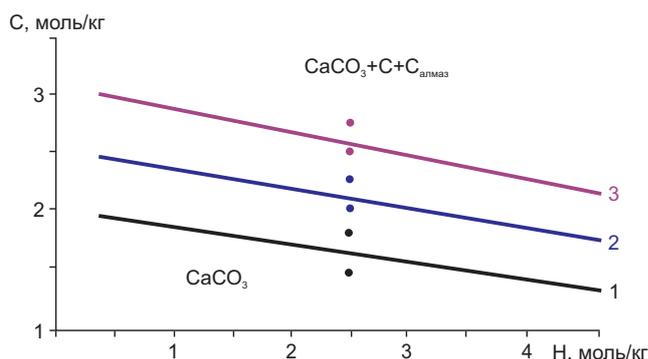


Рис. 1. ПОВЕДЕНИЕ КАРБОНАТА, ГРАФИТА, АЛМАЗА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОДЕРЖАНИЯ ВОДОРОДА И УГЛЕРОДА:

1 – исходный состав (карбонатитовый шток); 2 – исходный состав +2H₂O; 3 – исходный состав +4H₂O

2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ (масс. %) И СОСТАВ ФЛЮИДА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ КОНЦЕНТРАЦИИ УГЛЕРОДА В СИСТЕМЕ C–H–O ПРИ H=2,5 моль/кг

Состав	b ₁		b ₂		b ₃	
C, моль/кг	1,5	1,8	2,0	2,2	2,5	2,7
Углерод	-	0,177	-	0,115	-	0,135
Алмаз	-	0,081	-	0,053	-	0,062
Карбонат	2,18	3,14	3,58	3,57	3,57	3,56
Магнетит	1,65	-	1,65	-	1,20	-
Альбит	10,48	11,44	11,92	11,90	11,86	11,83
Анортит	24,46	23,78	23,57	23,52	23,49	23,44
Энстатит	9,53	9,48	9,49	9,47	9,46	9,45
Аннит	12,71	14,93	10,70	14,32	12,27	14,89
Эгирин	-	-	сл.	-	сл.	-
Микроклин	20,21	18,85	21,19	19,17	20,28	18,80
Рутил	-	-	-	сл.	-	сл.
Ильменит	0,48	1,66	2,19	2,19	2,18	2,18
Сфен	2,22	0,68	-	сл.	-	-
Фторапатит	1,98	1,97	1,97	1,96	1,96	1,95
Флюорит	1,99	1,98	1,98	1,98	1,98	1,97
Сода	8,58	8,33	8,25	8,23	8,23	8,21
Парциальное давление (P), бар						
H ₂	5,1e-01	3,1e-00	5,1e-01	2,0e-00	5,1e-01	1,5e-00
H ₂ O	6,6e+02	6,3e+02	5,3e+02	4,9e+02	4,1e+02	3,9e+02
O ₂	3,1e-23	7,5e-25	2,0e-23	1,1e-24	1,2e-23	2,3e-24
CO	1,2e-01	7,8e-01	2,1e-01	9,4e-01	3,3e-01	1,0e-00
CO ₂	3,4e+02	3,5e+02	4,7e+02	5,0e+02	5,8e+02	6,0e+02
CH ₄	1,2e-02	1,9e+01	2,7e-02	8,0e-00	5,4e-02	4,2e-00
C ₂ H ₆	4,9e-09	2,0e-03	2,3e-08	5,3e-04	2,6e-08	2,1e-04
ΣV _{общ.} , см ³	377,2	371,1	408,53	411,4	442,4	444,7

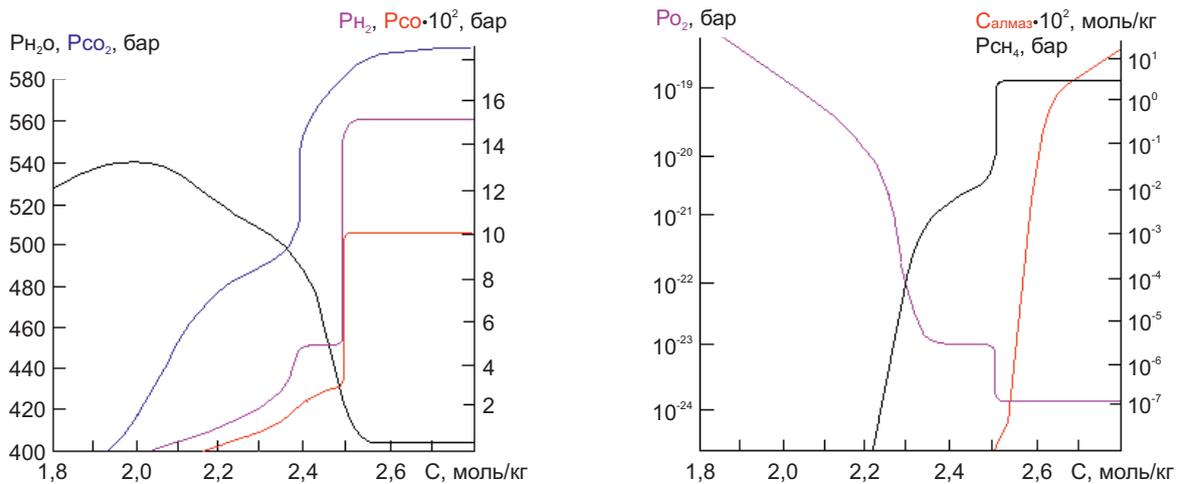


Рис. 2. ПОВЕДЕНИЕ H₂O, CO₂, CO, O₂, CH₄, H₂ И АЛМАЗА В РАЙОНЕ «КОНЦЕНТРАЦИОННОГО» БАРЬЕРА

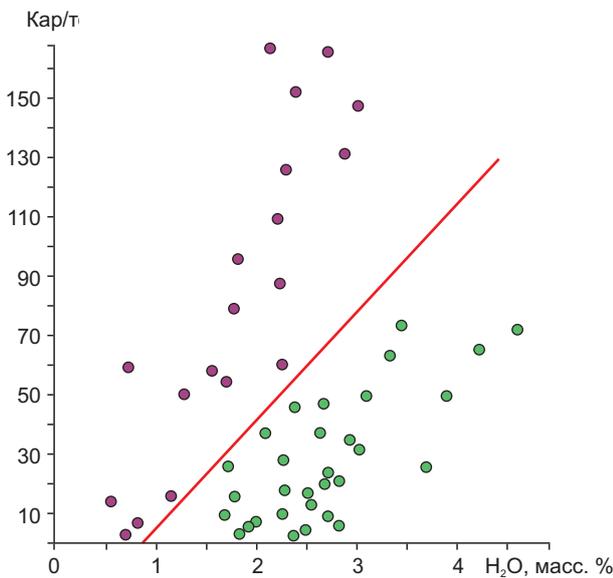


Рис. 3. КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ СОДЕРЖАНИЯМИ АЛМАЗОВ И КОНЦЕНТРАЦИЕЙ ВОДЫ В ОБРАЗЦАХ КУМДЫКОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

лительных условий природной среды на восстановительные сопровождается увеличением содержания H₂, CO, CO₂, углеводородных газов и появлением алмаза.

Исходными данными для последующего исследования служили результаты химического анализа образцов метаморфических пород Кумдыкольского месторождения [7]. Высокоалмазоносными считаются руды, содержащие ~40 кар/т. Наибольшее содержание алмазов на территории этого объек-

та – сотни кар/т. Результаты изучения химического состава воды и алмазов из алмазоносных гнейсов месторождения вынесены на график (рис. 3). Действительно, высокое содержание алмаза прослеживается в среде, слабо насыщенной водой. Полученные результаты физико-химического моделирования согласуются с ранее опубликованными материалами [7–9].

Результаты физико-химического моделирования дают возможность объективно оценивать роль воды в природной алмазодержащей среде. Показано, что увеличение содержания воды в исследуемой системе способствует постепенному росту окислительных условий, снижению концентраций H₂, CO, CO₂, углеводородных газов и алмаза. Это свидетельствует о том, что образование свободного углерода и алмаза происходит в неравновесной окислительно-восстановительной обстановке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дигонский С.В., Тен В.В. Неизвестный водород. – СПб.: Наука, 2006.
2. Карбонатиты Хибин / О.Б.Дудкин, Ф.В.Минаков, М.П.Кравченко и др. – Апатиты: Изд-во КФАН, 1984.
3. Каржавин В.К. Карбонат-силикатные породы как источник алмазообразования в Хибинах // Тр. VI Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2009. С. 168–175.
4. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Новосибирск: Наука, 1981.

5. Карпов И.К., Киселёв А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. – М.: Недра, 1976.
6. Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. – М.: Наука, 1987.
7. Новый генетический тип алмазных месторождений / Л.Д.Лаврова, В.А.Печников, А.М.Плешаков и др. – М.: Научный мир, 1999.
8. Новый тип коренных месторождений алмазов / Т.Е.Екимова, Л.Д.Лаврова, Е.Д.Надеждина и др. // Руды и металлы. 1992. № 1. С. 69–80.
9. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. – Екатеринбург: Уро РАН, 2003.
10. Yokokawa H. Tables thermodynamic properties of inorganic components // Jour. Nat. Chem. Lab. Ind. (Spec. Iss.) Vol. 83. 1988. P. 27–121.

WATER AND DIAMOND FORMATION

V.K.Karzhavin (Geological Institute of Kola Scientific Center RAS, Apatity)

Conditions of polymorphic carbon modification formation and existence in nature at certain water content are shown. Diamond and carbon may form if carbonaceous rocks are present in near-surface and surface reduction conditions at low partial oxygen pressure. Physical and chemical modeling established various factors affecting formation and evolution of minerals, mineral associations and fluid. These theoretical studies are based on modeling physical and chemical conditions and relations of components in complex systems at various thermodynamic parameters combined with proper evaluation of solid composition and fluid regime as a whole.

Keywords: mathematical modeling, natural system, reduction conditions, «concentration» barrier, temperature, pressure, hydrogen, water, carbon.



АНАТОЛИЙ ИВАНОВИЧ КРИВЦОВ – ГЕОЛОГ ГОСУДАРСТВЕННОГО МАСШТАБА (к 85-летию со дня рождения)



07.12.1933–08.10.2010

7 декабря 2018 г. исполнилось 85 лет со дня рождения выдающегося учёного в области отечественной металлогении, прогноза и поисков рудных месторождений, одного из лидеров в разработке системы управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны, доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика РАЕН, вице-президента МАМР, заслуженного деятеля науки РСФСР, первооткрывателя месторождения, кавалера ордена Почёта **Анатолия Ивановича Кривцова**.

Из официальных источников

В 1953 г. после окончания Старооскольского геологоразведочного техникума А.И.Кривцов был направлен в Чехословакию, где несколько лет работал в качестве геолога и главного геолога рудника советского заграничного предприятия. В 1957 г. он поступил на геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова. Во время учёбы проявил ярко выраженную склонность к исследовательской деятельности и был зачислен в аспирантуру. В 1965 г. под руководством академика В.И.Смирнова защитил кандидатскую диссертацию и на многие последующие годы связал свою трудовую деятельность с ЦНИГРИ. С 1965 по 1981 гг. А.И.Кривцов – научный сотрудник, затем заведующий сек-

тором, с 1981 по 1984 гг. – заместитель директора по научной работе института.

В 1975 г. по материалам многолетних исследований медно-колчеданных месторождений Урала защитил докторскую диссертацию. Реализация прикладных выводов исследований привела к открытию ряда новых меденосных провинций, а на Урале – нового рудного района, что было отмечено в 1980 г. Государственной премией СССР.

С 1984 по 1991 гг. А.И.Кривцов – член коллегии Мингео СССР, начальник Управления научно-исследовательских организаций. В эти годы им осуществлялись координация и организация научно-исследовательских работ по ряду государственных и отраслевых программ, включая глубинное изучение недр страны и сверхглубокое бурение в рудных районах, продолжалась плодотворная научно-исследовательская и педагогическая деятельность. Теоретические основы прогноза и поисков рудных месторождений, классификация геологических формаций по их роли в рудогенезе, обобщённые модели рудообразующих процессов и систем, методика их количественного описания – таковы главные проблемы, над которыми работал А.И.Кривцов. В МГРИ-РГГУ он вёл лекционные курсы по геологии полезных ископаемых и металлогении. По его инициативе и при личном участии созданы прогнозно-поисковые комплексы – оптимизированные технологии геологоразведочных работ, основанные на принципах последовательного приближения и соответствия, составляющие геологоразведочного процесса. Серия этих разработок в 1987 г. удостоена премии Министерства геологии СССР. Совместно с ведущими учёными страны им разработаны «Методические руководства по оценке прогнозных ресурсов», три издания которых стали научной основой формирования минерально-сырьевой базы СССР и широко используются в настоящее время в России и за рубежом.

В 1991 г. А.И.Кривцов вернулся в ЦНИГРИ на пост заместителя директора по научной работе. Направляя научно-исследовательскую деятельность института, он интенсивно развивал работы по созданию системы моделей рудных месторождений, которые были начаты в отрасли в

1985 г. по его инициативе. Под его руководством и при личном участии издана серия «Модели месторождений цветных и благородных металлов» (2002 г.).

За комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации под редакцией А.И.Кривцова коллектив учёных был удостоен премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники за 2000 г. В 2007 г. такая же премия присуждена коллективу учёных во главе с А.И.Кривцовым за научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов.

Разработанные А.И.Кривцовым документы широко использовались при подготовке решения Совета Федерации «О национальной минерально-сырьевой безопасности России», постановления Правительства РФ «Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования». Он неоднократно выступал в качестве эксперта по ряду законодательных актов Государственной Думы. В 2010 г. награждён Почётной грамотой Президента Российской Федерации.

Под руководством А.И.Кривцова и при его участии созданы стратегические программы развития минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых территории России на период до 2010 г. (2001–2003 гг.), Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на ос-

нове баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2006 г.).

Большое значение А.И.Кривцов придавал совершенствованию концептуальных подходов к металлогеническому анализу. Им выполнены оригинальные исследования по металлогении вулканоплутонических поясов, контролирующих размещение широкого спектра рудных месторождений, а также по совершенствованию металлогенической терминологической (понятийной) базы. Эти разработки широко применяются в научно-прикладных целях.

В последние годы жизни А.И.Кривцовым выполнен ряд крупных исследований в сфере системы управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны. Вместе с учёными института им проведён системный мониторинг мировых минерально-сырьевых баз, разработаны система показателей и критериев многофакторного анализа мирового и отечественного обеспечения природными ресурсами, концепция национальной минерально-сырьевой безопасности, актуализирована стадийность геологоразведочных работ на твёрдые полезные ископаемые, классификация ресурсов и запасов твёрдых полезных ископаемых, отвечающая реалиям современной системы недропользования.

А.И.Кривцовым подготовлено более 20 кандидатов и докторов наук. С 1988 г. он – главный редактор журнала «Отечественная геология» и с 1992 г. – заместитель главного редактора журнала «Руды и металлы».





Результаты научных исследований А.И.Кривцова изложены в более чем 400 научных трудах, включая 40 монографий. В их числе «Меднопорфировые месторождения мира» (1986), «Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта» (1987), «Прикладная металлогения» (1989), «Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы» (1993), «Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов» (1997), «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия» (1998), «Зарубежная минерально-сырьевая база на рубеже веков» (1998), «Национальная минерально-сырьевая безопасность» (2000), «Термины и понятия отечественного недропользования» (2000), «Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов» (2002), «Серия: Методические руководства по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов» (2002), «Пространственные металлогенические таксоны» (2002), «Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970–2000–2025 гг.» (2003), «Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2006), «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых» (2010).

Из воспоминаний главного научного сотрудника ЦНИГРИ Игоря Фёдоровича Мигачёва

Мне посчастливилось более 30 лет работать и общаться с Анатолием Ивановичем. За это время он был и моим начальником, и моим подчинённым, но я постоянно чувствовал его поддержку в моих научных устремлениях и в сложных организационных ситуациях. С самого начала нашей совместной деятельности (1978 г.) поражали его целеустремлённость и фантастическая работоспособность. Вечером дома он обычно непродолжительное время отдыхал, а затем работал до часа ночи. И это каждый день! Талант Анатолия Ивановича в сочетании с работоспособностью позволял ему осуществлять научные и научно-методические разработки в самых различных направлениях – от металлогенических построений до методик поисков и оценки месторождений и оценки прогнозных ресурсов. В качестве примера можно привести создание прогнозно-поисковых комплексов для месторождений цветных металлов, моделей объектов прогноза и поисков применительно к разноранговым рудно-металлогеническим категориям.

Будучи начальником Управления научно-исследовательских организаций Мингео СССР, Анатолий Иванович не прерывал тесных связей с ЦНИГРИ, а когда вернулся в институт в 1991 г., было впечатление, что он и не уходил. Всё время его работы в ЦНИГРИ было весьма плодотворным как для него, так и для сотрудников, которые трудились совместно с ним и под его руководством.



Считаю, что в успехах ЦНИГРИ значительная роль принадлежала А.И.Кривцову.

Как каждый талантливый человек, он обладал непростым, подчас суровым характером. Но большинство обиженных им людей в конечном счёте признавали его правоту, тем более что Анатолий Иванович был отходчивым и не злопамятным человеком. Что значит его знаменитая фраза: «Я нужен Вас похвалить»!

Уверен, что Анатолий Иванович Кривцов останется в памяти сотрудников ЦНИГРИ, а его разработки будут ещё долго использоваться в научных исследованиях и практике геологоразведочных работ.

Из воспоминаний старшего научного сотрудника Ольги Васильевны Мининой и заведующего научно-методическим отделением Алексея Гордеевича Волчкова (ЦНИГРИ)

Нам повезло работать с Анатолием Ивановичем Кривцовым около 45-ти лет, с перерывом на время его работы в Мингео СССР, хотя и в эти годы он был в курсе исследований, проводившихся его бывшими коллегами. Повезло, потому что было интересно, возникали и решались новые задачи, а полученные результаты исследований порождали новые вопросы... и так без конца, которого не видно и по сей день. Анатолий Иванович умел организовать коллег на решение проблем, которые ставили теория и практика геологоразведочных работ. На начальных этапах его интересы в ЦНИГРИ были сосредоточены на медно-цинково-колчеданных месторождениях Урала. Месторождения данного типа – это как школа молодого



бойца для исследователей, поскольку, изучая их нередко противоречивые характеристики, мы, в том числе и Анатолий Иванович, учились учитывать все полученные данные и на их основе формировать непротиворечивую картину происхождения каждого объекта.

За годы работы на Южном и Среднем Урале под руководством А.И.Кривцова группа изучила многочисленные месторождения, среди которых одни из крупнейших на Урале – Юбилейное, Подольское, им. III Интернационала, а также Октябрьское, Красногвардейское, Восточно-Семёновское, Левихинское. Это были незабываемые годы совместной работы, «сидения на керне», документации десятков и даже сотен километров «зеленокаменной змеи». Всё в этой работе было новым. Взамен бытовавших в начале нашей работы таких пород, как «порфириоиды», порфиритоиды, Анатолий Иванович научил нас выделять диабазы, спилиты, вариолиты, шаровые и подушечные лавы, гиалокластиты.

Анатолий Иванович всё время обгонял нас в своём росте. Читал в огромном количестве специальную литературу, творчески использовал полученные знания и передавал нам. Будучи предельно загруженным своей частью работы, он постоянно помогал нам. Был замечательным (но очень строгим) педагогом-геологом. Учил нас с большим удовольствием и бывал очень недоволен, когда мы не всегда воспринимали учёбу, а сердиться он, кстати, тоже очень даже умел.





Мы, его тогдашние «уральские» сотрудники – О.В.Минина, А.Г.Волчков, В.М.Шепелев, Н.П.Трякина, А.Н.Гериков, – любили Анатолия Ивановича, скучали, когда он «бросал нас» для каких-то других дел и радовались, когда возвращался в нашу полевую партию. А как он любил наши короткие дни отдыха на природе – в горах, тайге, на речке или озере. Там мы собирали ягоды, ловили рыбу, играли в волейбол, плавали, загорали, прыгали через костер, и заводилой в большинстве случаев всего этого был Анатолий Иванович.

Сочетание напряжённой работы дружного сложившегося коллектива с вниманием, которое Анатолий Иванович уделял нам, конечно, не могло не дать результатов. Все упомянутые ученики Анатолия Ивановича защитили кандидатские диссертации по колчеданной проблематике.

Талант Анатолия Ивановича как организатора научных исследований наиболее полно раскрылся, когда в институте приступили к изучению месторождений медно-порфиrowого семейства, составляющих основу мировой минерально-сырьевой базы меди (с попутным золотом и другими металлами), и был создан специальный сектор во главе с А.И.Кривцовым. Исследованиями были охвачены все наиболее важные для практики геологические аспекты этих месторождений: анализ наиболее продвинутых зарубежных исследований разного масштаба; на территории нашей страны – региональные исследования на уровне медно-порфиrowых провинций и металлогенических зон, детальные работы на месторождениях, изучение петрохимических свойств плутонитов рудоносных формаций, состава медно-порфиrowых руд,

морфологии штокверковых рудных тел и условий их формирования. Сотрудники работали вполне самостоятельно, но результаты периодически обсуждались с «шефом», который, «собрав в кучу» и проанализировав всё, что сделано, не уставал ставить всё новые и новые задачи. Анатолий Иванович практически всегда принимал результаты исследований коллег без особой критики, так как все мы работали, как говорится, «за совесть», иногда говорил «спасибо» или «вынужден похвалить».

Возникающие в отрасли проблемы, касающиеся новых направлений геологоразведочных работ, оценки результатов проводимых ГРП, требующие немедленного вмешательства, как правило, оперативно решались в ходе выездов сотрудников (нередко вместе с А.И.Кривцовым) на эксплуатируемые (Каджаран, Кальмакыр, Коунрад) или разведываемые и оцениваемые месторождения (Песчанка, Находка, Михеевское, Быстринское, Тарутинское, Лекын-Тальбейское). Такие поездки давали большой приток информации, который, в свою очередь, приводил к опубликованию большого количества статей, монографий, например «Меднопорфиrowые месторождения», «Прогрессивные технологии оценки и разведки меднопорфиrowых месторождений», «Прогнозно-поисковые комплексы» и др. Этот труд, помноженный на наш энтузиазм и лидерские качества Анатолия Ивановича, очень быстро выдвинул ЦНИГРИ в флагманы меднопорфиrowой тематики в стране.

Надо сказать, что в те годы в институте царил необыкновенно благоприятная для исследований атмосфера. Наряду с добросовестно выполнявшими порученное дело сотрудниками, были творческие личности, которые выявляли новые





закономерности, новые критерии и признаки месторождений, создавали новые способы отражения полученных результатов и применения их в практике ГРП. Анатолий Иванович был ярким примером таких исследователей. Именно по его инициативе и под его руководством создавались многофакторные и прогнозно-поисковые модели месторождений, а также прогнозно-поисковые комплексы для основных геолого-промышленных типов месторождений благородных и цветных металлов и алмазов. Мало кто из сегодняшних сотрудников ЦНИГРИ помнит плоский железный серый шкаф, изображающий работающую модель прогнозно-поискового комплекса для медно-цинково-колчеданных месторождений. Шкаф мигал разными огнями, показывая зелёными сигналами, что можно переходить от одной стадии ГРП к следующей, а красными – необходимость возврата к

предыдущей стадии для получения всего необходимого комплекса поисковых критериев и признаков. Эта модель уже в усовершенствованном виде – в виде чемодана-дипломата – получила медаль ВДНХ.

Большое внимание Анатолий Иванович уделял работе секции геологии Учёного совета ЦНИГРИ, которой он бессменно руководил более 20 лет. Он считал, что заседания секции по рассмотрению завершённых или текущих работ играют большую воспитательную и просветительскую роль. Именно на заседаниях укреплялась и развивалась научная школа ЦНИГРИ. Отчёты по темам, содержащие новые разработки, воспринимались примерно как презентации новых фильмов в кинотеатре «Октябрь». Эта атмосфера всяческого благопритствования глубоким исследованиям, вносящим существенный вклад в теорию и практику ГРП, создавалась и поддерживалась такими людьми, как Анатолий Иванович Кривцов, который навсегда останется в благодарной памяти коллег.





10 ноября 2018 г. исполнилось 60 лет старшему научному сотруднику отдела геолого-экономической оценки месторождений и апробации прогнозных ресурсов **Александр Сергеевичу Тарасову**.

После окончания в 1981 г. Московского геологоразведочного института им. С.Орджоникидзе А.С.Тарасов трудился в должности инженера-геолога на Ленинадском горно-химическом комбинате в Узбекской ССР. С 1985 г. работает в ЦНИГРИ. Он является высококвалифицированным специалистом в области геологии, оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов, в совершенстве владеет компьютерными технологиями обработки геологической информации.

При непосредственном участии А.С.Тарасова вышло в свет Методическое пособие по оценке и разведке россыпей золота и платиноидов. Он – соавтор отчётов по оценке достоверности разведочных работ по россыпям платины Корякии, в том числе по оценке техно-

генных запасов в них. Участвовал в создании моделей продуктивных пластов ведущих геолого-промышленных типов россыпей платиноидов Дальнего Востока, в разработке районных разведочных кондиций Амурской области, в переоценке запасов крупной золотоносной россыпи р. Чаянгро в Иркутской области, в методическом сопровождении геологоразведочных работ на россыпи в Республике Бурятия и Иркутской области. Александр Сергеевич был ответственным исполнителем договорной работы по оценке целиковых и техногенных запасов крупнейшей россыпи платиноидов р. Кондер, принимал участие в научных разработках по анализу состояния минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов России, составлении прогноза её развития, в разработке мер по координации геологического изучения недр и воспроизводства запасов цветных и благородных металлов. Им выполнены работы по подготовке и проведению информационно-аналитических, прогнозно-ревизионных, опытно-методических исследований, связанных с воспроизводством минерально-сырьевой базы алмазов, благородных и цветных металлов; оценке и апробации прогнозных ресурсов по объектам цветных и благородных металлов с учётом результатов ГРР; методическому сопровождению при изучении и опробовании техногенной россыпи среднего течения р. Уоргалан (Хабаровский край); разработке методических рекомендаций по ускоренной оценке и постановке на государственный баланс техногенных запасов россыпных месторождений благородных металлов.

Александр Сергеевич – один из ведущих экспертов ГКЗ Роснедра, участвовал в экспертизе материалов по десяткам месторождений. За успешную научно-производственную деятельность в 2013 г. награждён Почётной грамотой Министерства природных ресурсов, в 2017 г. – знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Александра Сергеевича Тарасова с юбилеем, желаем доброго здоровья, счастья, больших творческих успехов.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



16 ноября 2018 г. исполнилось 70 лет **Наталье Александровне Прусаковой**, кандидату геолого-минералогических наук, специалисту в области прогнозирования алмазных месторождений, заведующей лабораторией отдела алмазов ЦНИГРИ.

После окончания в 1971 г. Московского геологоразведочного института им. С.Орджоникидзе по специальности «Геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых» Н.А.Прусакова по распределению работала в НИС МГРИ в должности младшего научного сотрудника. С 1980 г. трудится в ЦНИГРИ в отделе геофизических исследований, затем в отделе алмазов. Здесь она прошла путь от младшего научного сотрудника до заведующей лабораторией геолого-геофизических методов прогнозирования и поисков месторождений отдела алмазов. В 2004 г. защитила кандидатскую диссертацию на тему «Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля», которая сразу получила признание спе-

циалистов, занимающихся прогнозированием алмазных месторождений и далее послужила основой для развития представлений о геолого-геофизических критериях локализации алмазоносных полей и кустов тел в их пределах.

Н.А.Прусакова – основной автор карт прогноза алмазоносности, созданных при выполнении государственных контрактов для центральных районов РФ, европейской части РФ, Северо-Западного федерального округа, Западной Якутии. Неоценим её вклад в рамках государственных контрактов по проведению поисковых работ на алмазы, в ходе которых были вскрыты кимберлитовые (лампроитовые) трубки в Архангельской области (ЦНИГРИ-Кепинская), Карелии и на севере Оленёкского поднятия в Якутии. С учётом результатов этих геологоразведочных работ ею предложена методика локализации участков ранга куста кимберлитовых тел на основании глубинных факторов прогнозирования. Так, методика позволила спрогнозировать участок ранга куста тел на севере Оленёкского поднятия, в пределах которого вскрыты кратерные части кимберлитовых трубок и апробированы прогнозные ресурсы алмазов категории P_2 .

В настоящее время по договору с ФГБУ «ВСЕГЕИ» Н.А.Прусакова завершает работу по составлению карты прогноза алмазоносности России м-ба 1:2 500 000, по заказу Правительства Архангельской области – карту прогноза алмазоносности территории м-ба 1:500 000.

Н.А.Прусакова – автор более 100 опубликованных работ и отчётов по НИР и ГРР. За плодотворную научную и производственную деятельность она награждена знаками «Отличник разведки недр», «Почётный разведчик недр», медалью «За заслуги в геологии им. А.Е.Ферсмана», почётными грамотами.

Поздравляем Наталью Александровну Прусакову с юбилеем, желаем крепкого здоровья, благополучия, успехов в труде, новых научных достижений.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



18 ноября 2018 г. исполнилось 85 лет **Александру Петровичу Лихачёву**, доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику ЦНИГРИ, известному учёному в области геологии, прогноза и поисков платино-медно-никелевых месторождений и технологий переработки минерального сырья.

Трудовой стаж А.П.Лихачёва составляет почти 70 лет. В 1950–1958 гг. работал в Киргизии в буровой бригаде, затем геофизиком-наблюдателем, коллектором. Занимался поисками урановых месторождений и геологической съёмкой, участвовал в открытии уран-ториевого месторождения Чангет. После окончания геологического факультета Фрунзенского политехнического института с 1959 по 1962 г. работал на Норильском горно-металлургическом комбинате в должности инженера-геолога, старшего геолога, исполнял обязанности главного геолога рудника Угольный Ручей. Участвовал в поисках, разведке и промышленной добыче медно-никелевых руд.

В 1962 г. А.П.Лихачёв поступил в очную аспирантуру ЦНИГРИ, а после защиты кандидатской диссертации (1965 г.) был избран на должность старшего научного сотрудника института. В 1973 г. стал ведущим лабораторией изотопных исследований. В 1980 г. защитил докторскую диссертацию. Изучал геологию платино-медно-никелевых и платиновых месторождений и процессы формирующего их мафит-ультрамафитового магматизма. Создал геолого-генетическую классификацию магматических формаций и связанных с ними месторождений, концепцию развития магматизма и благоприятных обстановок образования месторождений. Разрабатывал и внедрял методические основы и методики прогноза, поисков и оценки месторождений никеля, кобальта, платиноидов. Выделил новые перспективные площади и охарактеризовал открытую на основе сделанного прогноза платиноносную Меймеча-Котуйскую провинцию. Был главным куратором Министерства геологии СССР по никелю, кобальту, металлам платиновой группы.

В 1986–1990 гг. в Гинцветмете на базе теоретических и экспериментальных разработок, касающихся закономерностей поведения химических элементов в разных средах, Александр Павлович предложил ряд принципиально новых высокоэффективных технологий переработки руд и промпродуктов цветной металлургии, трудился над созданием укрупнённых установок непрерывного действия, получил данные для проектирования промышленных аппаратов.

В ЦНИГРИ им разработаны геолого-генетические модели рудообразующих систем норильского типа, обоснована роль сейсмогравитационного фактора в образовании платиновых руд и расслоенности рудоносных комплексов, выдвинуты принципиальные положения об определяющей роли воды в формировании и эволюции Земли, а также петролого-металлогенической интерпретации глубинных геофизических профилей. Кроме того, им исследовались возможности использования глубинных геофизических данных в прогнозно-металлогенических целях. В результате выявлена общая закономерность размещения золоторудных и других месторождений, позволяющая сокращать поисковые площади на золото, алмазы, нефть, газ.

С 2013 г. А.П.Лихачёв занимается изучением вещественного состава вулканогенно-осадочных пород, вмещающих полиметаллическое оруденение в Восточном Забайкалье.

А.П.Лихачёвым опубликовано более 200 научных работ. Его научная и производственная деятельность отмечена почётными грамотами и отраслевой наградой «Отличник разведки недр». Он является членом Учёного совета ЦНИГРИ.

Сердечно поздравляем Александра Петровича Лихачёва с юбилеем, желаем крепкого здоровья, отличного настроения, дальнейших творческих успехов.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



24 ноября 2018 г. исполнилось 70 лет старшему научному сотруднику отдела анализа и мониторинга минерально-сырьевой базы **Евсею Сохоровичу Заскинду**.

Е.С.Заскинд пришёл в ЦНИГРИ в 1971 г. после окончания Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова по специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» и работал сначала инженером, а затем младшим научным сотрудником отдела минералогии в секторе месторождений никеля, во главе которого стоял М.Н.Годлевский.

47 лет – большой срок, и за это время Е.С.Заскинд, специализируясь в области геологии и рудной минералогии месторождений никеля и платиноидов, стал высококвалифицированным специалистом, обладающим данными о состоянии рудной базы этих металлов как в нашей стране, так и за рубежом. Глубокое знание материала и значительный практический опыт позволяли ему успешно проводить научные исследования, тематические и поисковые работы на никель и платиноиды в различных регионах страны.

Кроме исследований в России, изучал и оценивал месторождения никеля и платиноидов в Испании, США, ЮАР. Принимал участие во всех работах института, направленных на изучение и расширение минерально-сырьевой базы этих металлов, в том числе в составлении карт никеленосности и платиноносности СССР, а затем Российской Федерации. Был основным исполнителем в изучении новых для России источников платиноидов – расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов. Проведённая им классификация никеленосных и платиноносных комплексов позволила разработать систему критериев для оценки продуктивности и прогнозирования месторождений никеля и платиноидов на территории России.

Е.С.Заскинд – участник работ по научно-методическому сопровождению геологоразведочных работ и переоценке прогнозных ресурсов полезных ископаемых России в качестве эксперта по никелю и металлам платиновой группы. В настоящее время занимается структурно-формационным и рудно-формационным анализами территории РФ, выделением минерально-сырьевых центров и промышленно-сырьевых узлов в их пределах с составлением схем размещения месторождений и объектов прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых.

Евсей Сохоровича отличают непреходящий интерес к своему делу, высокий профессионализм, организованность, ответственность, инициативность и трудолюбие, что снискало ему уважение в коллективе. За успешное и активное участие в деятельности института Е.С.Заскинд награждён знаком «Отличник разведки недр», Почётной грамотой Министерства природных ресурсов, грамотами ЦНИГРИ.

Поздравляем Евсея Сохоровича Заскинда с юбилеем, желаем крепкого здоровья, благополучия, новых творческих успехов.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



Редакция: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*
Вёрстка и оригинал-макет: *А.С.Рязанцева*
Фото на обложке (сфалерит): *www.fabreminerals.com*

Подписано в печать 17.12.18 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать цифровая
Отпечатано в ФГБУ ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

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

Подписной индекс 47218

© «Руды и металлы», 2018