

РУДЫ

И

МЕТАЛЛЫ



5/1998

ISSN 0869-5997

**ПРОДОЛЖАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА РОССИЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ
НА 1999 ГОД**

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-б, ЦНИГРИ.
Тел. (095) 315-2847

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-б, ЦНИГРИ.
Тел. (095) 315-2847

**МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ РОССИИ. ЭКОНОМИКА И
УПРАВЛЕНИЕ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул.Гончарная, 38; ЗАО «Геоинформ-
марк»

Тел. (095) 915-6122, факс (095) 915-6120

Бюллетень **ЭКОНОМИЧЕСКИЕ И ПРАВОВЫЕ ВОПРОСЫ
НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ В РОССИИ**

24 выпуска в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул.Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформ-
марк»

Тел. (095) 915-6181, факс (095) 915-6120

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

12 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул.Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформ-
марк»

Тел. (095) 915-6086, факс (095) 915-6120

Подписка на журналы принимается во всех отделениях связи по каталогу
агентства «Роспечать» или может быть оформлена в отделе распространения
изданий ЗАО «Геоинформмарк», тел./факс (095) 915-6724

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

5/1998

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ISSN 0869-5997

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
А. И. КРИВЦОВ (зам. главного редактора)
Н. К. КУРБАНОВ
Г. А. МАШКОВЦЕВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)
Г. В. ОСТРОУМОВ
В. М. ПИТЕРСКИЙ
В. И. ПЯТНИЦКИЙ
Г. В. РУЧКИН
Ю. Г. САФОНОВ
А. Э. СЕДЕЛЬНИКОВА (отв. секретарь)
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

Учредитель

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

Международной Академии минеральных ресурсов,
фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1998

Технический редактор Н. П. Кудрявцева
Редакция: Н. И. Назарова, А.Э.Седельникова, Е.В.Розова

Сдано в набор 22.09.98
Подписано в печать 01.10.98
Тираж 330 экз.

Формат 185 270 1/8
Бумага офсетная №1
Печать офсетная
Заказ

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129"Б"



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСНОВЫ ПРОГНОЗА КРУПНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М.М.КОНСТАНТИНОВ, В.В.АРИСТОВ, М.Е.ВАКИН и др.

Обобщены данные по закономерностям размещения месторождений-гигантов: основные эпохи рудонакопления, взаимосвязи с процессами рифтогенеза и концентрациями углеводородов. Разработаны модели рудообразующих систем, включающие специфику рудоподготовительного этапа, генерацию рудоносных флюидов на разных уровнях, факторы длительного концентрирования рудного вещества. Для 12 крупнейших золоторудных месторождений России проанализированы особенности геотектонической позиции, структурные и минералого-геохимические признаки, отличающие их от однотипных средних и мелких объектов.

Разработаны прогнозные и поисково-оценочные критерии крупных золоторудных месторождений, включающие признаки потенциальной рудоносности палеоструктур, геологических формаций и прерудных фаций, особенности рудообразующего процесса и др.

Для широкого круга специалистов, занимающихся геологией рудных месторождений и металлогенией.

М.: ЦНИГРИ, 1998, 155 с., илл.

DEPOSITIONAL CONDITIONS AND FUNDAMENTALS OF PROGNOSTICATION FOR LARGE GOLD DEPOSITS

M.M.KONSTANTINOV, V.V.ARISTOV, M.Ye.VAKIN et al.

Regularities of the localization of world class giant deposits are generalized, including main epochs of the ore accumulation, interrelations with the riftogenous processes and hydrocarbon concentrations. Models of the ore-forming systems have been worked out, including the features of the pre-ore stage, different levels of the ore-bearing fluid generation, factors of the long-term ore matter concentration. Peculiarities of the geotectonic environment are analyzed for 12 largest gold deposits of Russia, as well as their structural and mineralogical-geochemical criteria distinguishing them from the same type medium and small deposits.

Prognostic and exploration criteria of large gold deposits are developed including the ore-bearing potential of paleostructures, geological formations, and their pre-ore facies, peculiarities of the ore-forming process etc.

For specialists involved in ore deposits geology and metallogeny.

Moscow, TsNIGRI, 1998, 155 pp., figs.

Адрес: 113545 г.Москва, Варшавское шоссе 129 «Б» ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-01
Факс: (095) 315-27-01

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Силаев В.И.
Коренная золотоносность Полярноуральско-
го региона 5

Коплус А.В., Алиева О.З.
Флюоритоносные рудные комплексы Алтае-
Саянской складчатой области 17

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Кочнева Н.Т., Томсон И.Н., Белов Р.А.
Структура Дальнегорского рудного района
по данным компьютерного дешифрирования
космических снимков 26

Строение рудных месторождений

Колесников Д.И., Розинов М.И., Шатков Н.Г.
Метаморфизм вулканогенных толщ и сереб-
ряных руд месторождения Дукат 36

Кучеревский П.Г., Кукшев В.И.
Золотоносность метасоматитов золото-се-
ребряных месторождений Кочбулакской вул-
канотектонической структуры (Срединный
Тянь-Шань) 43

Казаринов С.Л., Новиков В.Н., Яблокова С.В.
Золотоносность месторождений ПГС Кара-
чаево-Черкесской Республики (Северный
Кавказ) 48

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Кязимов Р.А.
Автоклавная технология переработки колче-
данно-полиметаллических руд 58

Дискуссии

Степанов В.А.
Телемагматические месторождения золота 63

Нарсеев В.А.
О генезисе золото-сульфидного оруденения
в черносланцевых толщах 70

Памяти П.Ф.Иванкина 76

Памяти Е.П.Ширая 78

Памяти А.Д.Щеглова 79

Applied Metallogeny

Silayev V.I.
Primary gold occurrences in the Polar Urals
region

Koplus A.V., Alieva O.Z.
Fluorite-bearing ore assemblages in the Altai-
Sayan fold area

Methods and Methodology of Prediction, Prospecting, Evaluation and Exploration of Mineral Deposits

Kochneva N.T., Tomson I.N., Belov R.A.
Structure of the Dalnegorsky ore district as
revealed from computer-aided spacecraft-
borne imagery interpretation data

Structure of Ore Deposits

Kolesnikov D.I., Rozinov M.I., Shatkov N.G.
Metamorphism of volcanic-hosted silver ores at
the Dukat deposit

Kucherevsky P.G., Kukshv V.I.
Gold-bearing metasomatites in gold-silver de-
posits of the Kochbulak volcano-tectonic struc-
ture (Middle Tien Shan)

Kazarinov S.L., Novikov V.N., Yablokova S.V.
Gold-bearing sandy-gravel mixture deposits
in the Karachaevo-Cherkesskaya Republic
(Northern Caucasus)

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Kyazimov R.A.
An autoclave technology for massive sulfide
base metal ore treatment

Discussions

Stepanov V.A.
Telemagmatic gold deposits

Narseev V.A.
On the genesis of gold-sulfide ores in black
shales

Memorial to P.F.Ivankin

Memorial to Ye.P.Shirai

Memorial to A.D.Shcheglov



КОРЕННАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.И.Силаев (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН)

Выделены 11 золотосодержащих районов и 16 типов золото-сульфидных проявлений. Последние по признаку продуктивности подразделены на группы золотосодержащих, золотосодержащих и комплексных золоторудных. По уровню концентрации золота 18 % этих объектов сопоставлены с крупными месторождениями, 35 % — со средними и мелкими, 47 % — с рудопрооявлениями. Выявлен ряд основных минералов-концентраторов дисперсно-рассеянного золота. Установлены широкие и закономерные вариации свободного золота по составу от умеренно высокопробного малортутистого до золото-серебряных амальгам. В качестве примесей в золоте обнаружены платиноиды, рассмотренные как геохимические метки мантии. Общие прогнозные ресурсы золота в Полярноуральском регионе оценены в 250 т.

Одна из возможных стратегий практического использования геологических ресурсов коренного золота состоит в высокотехнологичной отработке разнообразных по составу и геологическим свойствам, малообъемных по запасам, но многочисленных гидротермальных золото-сульфидных рудопрооявлений. Есть основания полагать, что стратегия коллективирования золоторудных проявлений может оказаться перспективной и для некоторых регионов России, характеризующихся рассеянным характером золотосодержащих объектов. Однако для действительной реализации такого подхода к золотодобыче необходимо проведение предварительных исследований, обеспечивающих достаточно полное представление о характере распределения золота во всей совокупности рудных объектов. Это иллюстрируется на примере изучения региональной золотосодержащести Полярноуральского региона.

Геологическая позиция. В соответствии с современными геодинамическими представлениями Полярноуральский регион можно рассматривать как палеозой-

скую аккреционно-складчатую систему полного цикла развития [2] с достаточно четким обособлением трех мегаблоков: 1 — западного, отвечающего пассивной палеоконтинентальной окраине; 2 — восточного, палеоостроводужно-континентального (активная палеоконтинентальная окраина); 3 — шовного [10], трассирующего границу между палеоконтинентальным и палеоокеаническим секторами. В пределах этих блоков нами исследовано около 150 золотосодержащих гидротермальных рудных месторождений и проявлений, группирующихся в 11 золотосодержащих районов, 9 из которых находятся в границах палеоконтинентального сектора и лишь 2 приходятся на палеоокеанический (рис. 1). Кроме того, акцессорное золото установлено в хромититах некоторых проявлений Войкарского гипербазитового массива (шовный мегаблок).

В рамках палеоконтинентального сектора не менее 75 % золото-сульфидных проявлений приурочено к блокам доуралид. При этом золото контролируется явно наложенными на рифейский

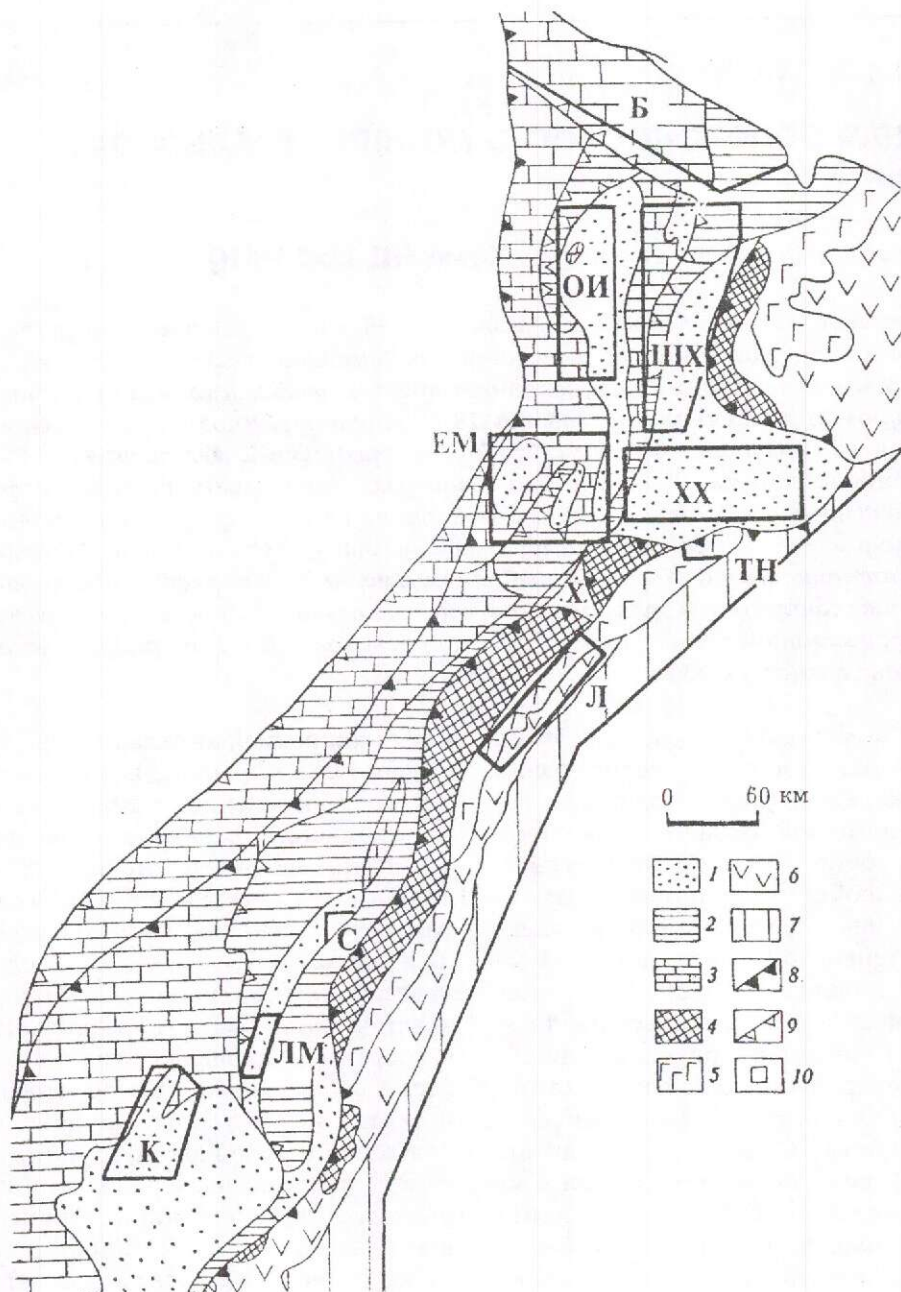


Рис. 1. Геологическая позиция основных золотоносных районов Полярного Урала. Геологическая основа — «Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России, 1:2 500 000» (под ред. Н.А.Богданова и В.Е.Хайна).— М., 1996 г.

1 — блоки доуралид в границах палеоконтинентального сектора; комплексы пассивной палеоконтинентальной окраины; 2 — батинальные, 3 — шельфовые; 4 — офиолиты; комплексы палеоокеанического сектора: 5 — интрузивные; 6 — вулканогенные; 7 — платформенные формации; линии надвигов: 8 — первого, 9 — второго порядков; 10 — золотоносные районы: Б — Байдарацкий, ОИ — Оченыр-Изъяхойский, ЦХ — Щучинско-Хуутинский, ХХ — Харбей-Ханмейский, ЕМ — Енганепэ-Манитаньрдский, Х — Хараматалоуский, С — Северный, ЛМ — Лемвинский, К — Кожимский, ТН — Тоупугол-Новогодненский, Л — Лагортинский.

субстрат субсогласными или секущими зонами березитоподобных метасоматитов и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Результаты изотопно-геохронологических исследований, проведенных на основе калийсодержащих слюд из метасоматитов, указывают на позднепалеозойский возраст исследуемой минерализации [6]. Кульминационному периоду ее формирования отвечают изохроны в 286 и 257 млн. лет, что дает основание отнести практически всю исследованную золото-сульфидную минерализацию к поздней стадии (C₂—P) аккреционно-коллизии второго этапа (D₁—P) формирования Уральской складчатой системы.

К изложенному выше следует добавить, что коренная золотосодержащая минерализация на Полярном Урале повсеместно сопровождается бедными аллювиальными россыпями недалекого транзита неоген-плейстоценового возраста, часто увязанными в пространстве с конкретными коренными источниками.

Общая характеристика золотоносности. Гидротермальные золото-сульфидные проявления Полярного Урала могут быть подразделены на 16 формаций, 11 из которых отвечают палеоконтинентальному сектору (табл. 1), а 5 — палеоокеаническому (табл. 2). По продуктивности на золото мы их условно подразделяем на 3 типа: 1 — золотосодержащие (15—500 мг/т), 2 — золотоносные (500—1000 мг/т), 3 — комплексные золоторудные (>1000 мг/т). В основу приведенной типизации были положены данные более 1500 нейтронно-активационных анализов содержания золота в породах, рудах и минералах.

Исследования показали, что к группам золотоносных и комплексных золоторудных проявлений могут быть отнесены не менее 40—50 % гидротермальных объектов Полярного Урала. Обобщающей схемой варьирования продуктивности на золото основных формаций гидротермальных проявлений Полярного Урала служит график нормированных на кларк (по А.П.Виноградову) валовых концентраций золота (рис. 2). Разделительные линии по оси концент-

раций на этом графике проведены на основе современных представлений о критериях продуктивности золоторудных месторождений [5]. Пограничные значения кларков концентрации составили: рудопроявления/мелкие месторождения — 100, мелкие/средние месторождения — 400, средние/крупные месторождения — 1011. Из рассматриваемого графика следует, что по уровню концентрации золота 18 % исследуемых гидротермальных проявлений сопоставляются с крупными золоторудными месторождениями, 35 % — со средними и мелкими, 47 % — с рудопоявлениями. Разумеется, уровень концентрации — это еще не запасы, но, тем не менее, попадание по признаку валового содержания золота более половины исследуемых рудопоявлений в разряд золоторудных месторождений можно расценивать как весьма благоприятный признак региональной золотоносности Полярного Урала.

К вышеизложенному необходимо добавить, что в последние годы во многих золото-сульфидных проявлениях Полярного Урала установлено повышенное содержание платиноидов, варьирующее от 200—500 мг/т [8] до 3—4 г/т. Это свидетельствует о сквозном развитии в исследуемом регионе не только золотой, но и комплексной золото-платиноидной минерализации.

Формы золотоносности. В гидротермальных объектах Полярного Урала в среднем не менее половины валового золота приходится на дисперсно-рассеянную в сульфидах и породообразующих минералах форму. Содержание золота в этих минералах варьирует в весьма широких пределах (рис. 3), практически не коррелируя с их составом и свойствами (Au, г/т): арсенопирит (до 100) > пирит (0,14—29) > халькопирит (0,08—27) > молибденит 0,1—25 > сфалерит (0,1—18) > галенит (0,01—17) > гидротетит (1,9—5) > биотит (0,02—1) > борнит, халькозин (0,13—0,20) > эпидот (0,02—0,40) > пирротин (0,04—0,17) > магнетит (0,001—0,19) > гематит (0,09—0,19) > гранаты (0,02—0,08) > амфиболы (0,03—0,05) >

1. Золотоносность основных формаций рудных месторождений и проявлений палеоконтинентального сектора Полярного Урала

Формации	Валовое содержание золота, мг/т	Сульфиды-концентраты тонкодисперсного золота	Содержание золота в сульфидах, мг/т	Золотоносные районы	Типичные объекты
Серноколчеданная	$\frac{1-400^*}{24}$	Пирит	$\frac{190-630}{378}$	Харамагалоуский	Зоны пиритизации
Молибден-медно-порфировая	$\frac{130-1300}{365}$	Пирит, халькопирит, молибденит	$\frac{1030-10400}{2726}$	Щучинско-Хуугинский, Харбей-Ханмейский	Лекангальбейское, Харбейское
Колчеданно-полиметаллическая	$\frac{40-4200}{948}$	Пирит, сфалерит	$\frac{1040-29620}{5261}$	Харамагалоуский, Щучинско-Хуугинский	Тышорское, Монталгорское, Халатальбейское
Медно-полиметаллическая	$\frac{160-5800}{1556}$	Пирит, халькопирит	$\frac{1350-15250}{9100}$	Щучинско-Хуугинский, Оченьрд-Изьяхойский	Капкановое, Предгорное
Барит-полиметаллическая	$\frac{145-465}{340}$	Пирит, сфалерит	$\frac{1165-3700}{2717}$	Щучинско-Хуугинский	Саурейское, Нижнеталогинское
Халькопирит-борнит-халькозидовая в пропитках	$\frac{0-180}{10}$	Борнит	$\frac{35-560}{160}$	Оченьрд-Изьяхойский	Нярминское, Хойдльшорское
То же в медистых песчанках	$\frac{0-150}{15}$	Халькопирит, борнит, сфалерит	$\frac{50-790}{170}$	Оченьрд-Изьяхойский, Ентанепэ-Манитаньрдский	Саурипа, Падьяга
Золото-полиметаллическая	$\frac{80-5000}{1715}$	Пирит, сфалерит	$\frac{2000-16000}{8365}$	Харбей-Ханмейский, Лемвинский, Северный	Придорожное, Лемвинское, Северное, Дальнее
Золото-сульфидная	$\frac{380-12380}{2085}$	Пирит, халькопирит	$\frac{1900-38920}{11688}$	Щучинско-Хуугинский	Молодежное
Золото-сульфидно-кварцевая	$\frac{640-13500}{4451}$	Пирит, халькопирит	$\frac{3207-67475}{27472}$	Щучинско-Хуугинский	Хорейское
Золото-арсенопиритовая	$\frac{100-82400}{7120}$	Пирит, арсенопирит, сфалерит	$\frac{1310-159950}{59687}$	Ентанепэ-Манитаньрдский	Верхнеинялосское, Нияхойские

2. Золотоносность основных формаций рудных месторождений и проявлений палеоокислительного сектора Полярного Урала

Формации	Валовое содержание золота, мг/т	Сульфиды-концентраты тонкодисперсного золота	Содержание золота в сульфидах, мг/т	Золотоносные районы	Типичные объекты
Кобальт-медно-пирротиновая	$\frac{25-185}{90}$ *	Пирит, халькопирит	$\frac{190-1460}{710}$	Лагортинский, Хараматалусский	Левопайерское, Изшорское, Ньрдвоменское
Серноколчеданная	$\frac{12-70}{38}$	Пирит	$\frac{200-2500}{702}$	Лагортинский	Зоны пиритизации в офиолитовых габброидах
Медноколчеданная (медно-порфировая)	$\frac{200-3200}{662}$	Пирит, халькопирит	$\frac{900-8810}{4225}$	Лагортинский	Манюкаю
Молибден-медно-порфировая	$\frac{110-810}{370}$	Пирит, халькопирит	$\frac{880-6460}{2925}$	Лагортинский	Яносгорское, Элькашорское
Скарново-железородная	$\frac{20-6500}{1654}$	Пирит	$\frac{4420-31\ 200}{18\ 586}$	Лагортинский	Третья Рудная Горка, Железная Горка
Вулканическая золото-сульфидно-пропилитовая	$\frac{92-23\ 760}{4795}$	Пирит, халькопирит	$\frac{2380-44\ 890}{15\ 528}$	Тоупул-Новогодненский	Тоупул

* В числителе — размах содержания, в знаменателе — среднее содержание золота

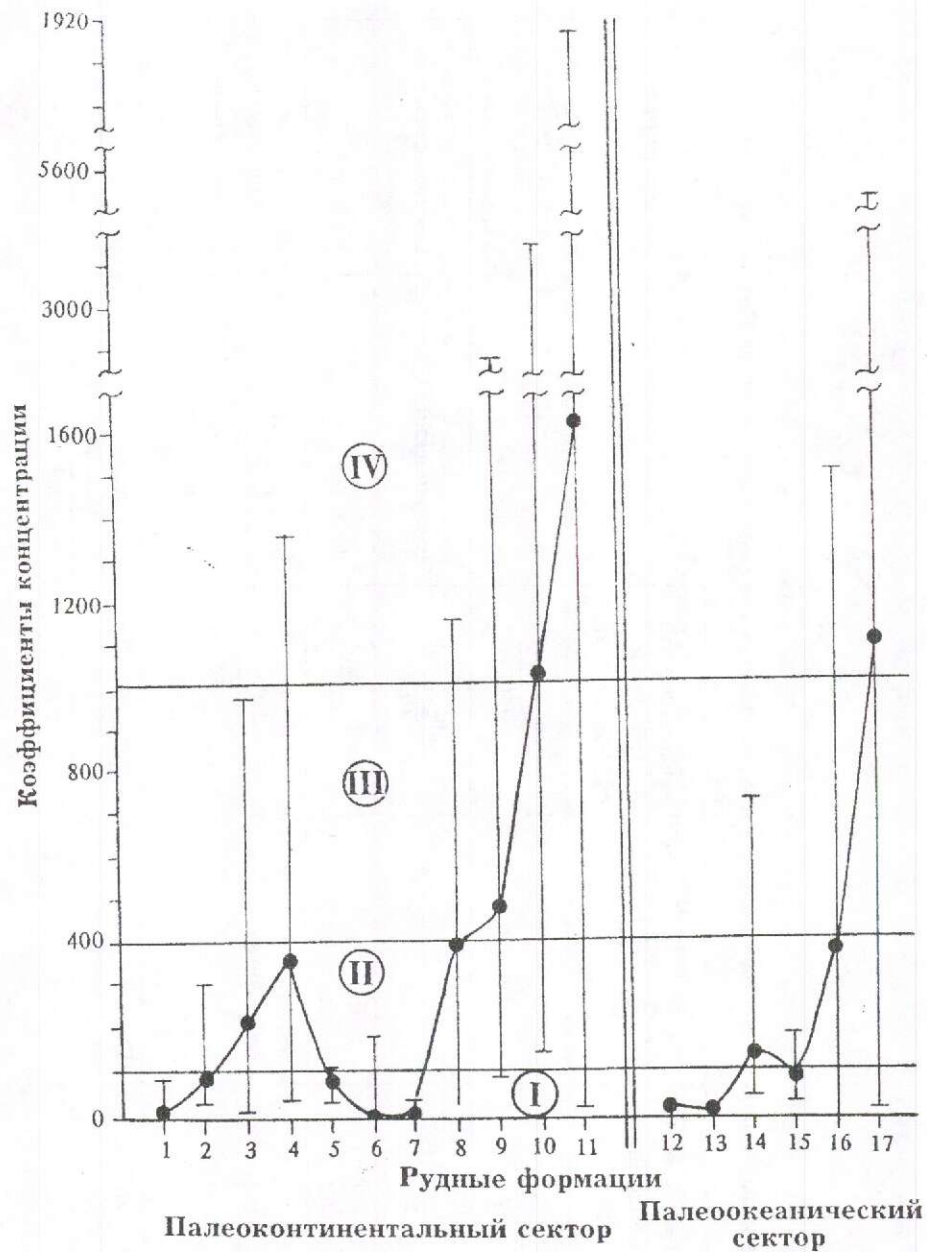


Рис. 2. Относительные концентрации золота в основных формациях гидротермальных рудных месторождений Полярного Урала.

Формации: серноколчеданные (1, 13), молибден-медно-порфировые (2, 15), колчеданно-полиметаллическая (3), медно-полиметаллическая (4), барит-полиметаллическая (5), халькопирит-борнит-халькозиновая в пропилитах (6), халькопирит-борнит-халькозиновая в медистых песчаниках (7), золото-полиметаллическая (8), золото-сульфидная (9), золото-сульфидно-кварцевая (10), золото-арсенипиритовая (11), кобальт-медно-пирротинная (12), медноколчеданная (14), скарново-железорудная (16), вулканогенная золото-сульфидно-пропилитовая (17). Ранжирование продуктивности золоторудных месторождений проведено по Ю.Г.Сафонову [4]: I — рудопоявления; II—IV — месторождения, соответственно мелкие, средние и крупные.

апатит (0,02—0,04). Расчеты минеральных балансов приводят к выводу о том, что в рассматриваемых проявлениях не менее 80 % дисперсно-рассеянного золота

содержится именно в сульфидах. Среди последних основными концентраторами являются следующие (усредненная по региону минеральная доля «сульфидно-

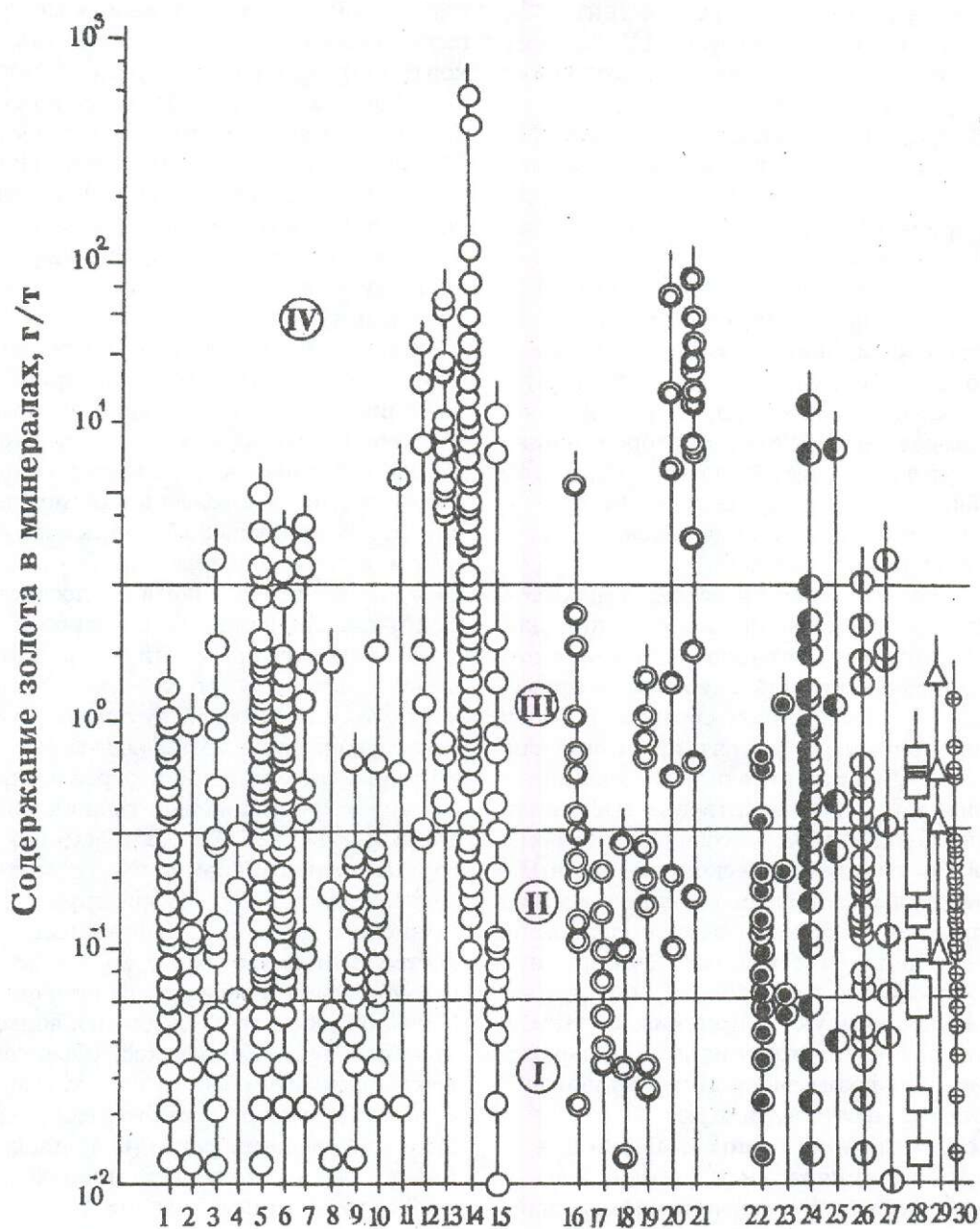


Рис. 3. Содержание золота в минералах-концентратах Полярного Урала и прилегающих регионов.

П и р и т — из объектов сингенетического типа, из формаций: 2 — безрудных кварцевых жил, 3 — хрусталеносной, 4 — редкометальной фенит-карбонатитовой, 5 — молибден-медно-порфировой, 6 — колчеданно-полиметаллической, 7 — барит-полиметаллической, 8 — стратиформной полиметаллической, 9 — кобальт-медно-пирротиновой, 10 — серноколчеданной, 11 — скарново-железорудной, 12 — золото-сульфидной, 13 — золото-арсенопиритовой, 14 — золото-сульфидно-кварцевой, 15 — золото-полиметаллической; х а л ь к о п и р и т формаций: 16 — молибден-медно-порфировой, 17 — колчеданно-полиметаллической, 18 — стратиформной полиметаллической, 19 — кобальт-медно-пирротиновой, 20 — золото-сульфидной, 21 — золото-сульфидно-кварцевой; п и р р о т и н формаций: 22 — кобальт-медно-пирротиновой, 23 — золото-сульфидной; с ф а л е р и т формаций: 24 — скарново-полиметаллической, кобальт-медно-пирротиновой, молибден-медно-порфировой, колчеданно-полиметаллической, барит-полиметаллической, стратиформной полиметаллической, 25 — золото-сульфидно-кварцевой; г а л е н и т формаций: 26 — скарново-полиметаллической, колчеданно-полиметаллической, барит-полиметаллической, стратиформной полиметаллической, 27 — золото-полиметаллической; 28 — борнит и халькозин, 29 — молибденит, 30 — магнетит и гематит.

го» Au, %): пирит и арсенопирит (32), халькопирит (14), сфалерит (11), галенит (10), пирротин (7), борнит (5), халькозин (1).

В пределах конкретных проявлений содержание золота в сульфидах характеризуется относительной устойчивостью, превышая при этом среднее валовое содержание золота в рудах на 1—2 порядка. Это делает сульфиды весьма эффективным индикатором продуктивности гидротермальных рудных месторождений на золото (табл. 3), поскольку даже при крайне неравномерном распределении валового золота в месторождениях сульфиды каждой второй-третьей пробы, по нашим данным, могут указывать на аномальную золотоносность соответствующих объектов.

Свободное золото в исследуемых объектах представлено достаточно широкой ассоциацией собственных минералов, тесно ассоциирующих с небольшой примесью сульфотеллуридов серебра. В число минералов золота входят интерметаллиды, теллуриды, антимониды, находящиеся в сложных пространственно-временных соотношениях между собой [7]. В более широком парагенетическом смысле в Полярноуральском регионе можно выделить следующие основные золотосодержащие минеральные ассоциации: сульфидную (пирит-халькопиритовую, сфалерит-халькопиритовую, пирит-молибденитовую), самородно-теллуридную, сульфоарсенид-сульфоантимонидную, сульфовисмутид-сульфотеллуридную.

Самородное золото. Резко преобладающей минеральной формой золота в Полярноуральском регионе являются интерметаллиды. Эти минералы представлены отдельными или скученными выделениями сложной формы, всегда тяготеющими либо к межзерновым границам минералов, либо к внутризерновым деструкциям — трещинам и порам. Размер золотин варьирует от первых до сотен микронов. Золото, выделенное из протолок, может быть подразделено на 4 морфологических типа (средняя частота встречаемости, %): пластинчатое (50), палочко-проволочковидное (25), дендритовидное (10) и комковидно-кристаллозер-

нистое (15). Пропорции между морфотипами золотин в рудных объектах явно контролируются концентрацией сульфидов. С ростом содержания последних увеличивается доля пластинчатого золота.

Состав самородного золота изучен нами на основании около 500 рентгено-спектральных микроанализов золотин из коренных и россыпных проявлений (табл. 4). Полученные данные приводят к следующим выводам.

Самородное золото палеоконтинентального сектора Полярного Урала (рис. 4) характеризуется относительно однородным составом в рамках региона и является весьма специфичным в сравнении с большинством других золотоносных регионов России [8]. В коренных объектах мы имеем дело с золото-серебряными амальгамами, содержание ртути в которых достигает 17 %. По классификации Н.В.Петровской эти минералы отвечают низкопробному и весьма низкопробному золоту. Важно подчеркнуть, что высокая ртутистость золота однообразно проявляется по всей исследуемой площади и в самых различных по составу и формационной принадлежности рудных объектах. Так, В.Д.Тихомировой в борнит-халькозиновых рудах медистых песчаников установлен электрум с содержанием ртути до 5,52 %, совершенно тождественный самородному золоту из среднеглубинных молибден-медно-порфириновых (Лексинтальбейское) и жильных вольфрам-молибденовых (Харбейское) объектов. Подобное сквозное обогащение ртутью является существенным аргументом в пользу высказанной нами ранее [6, 7] идеи моногенного и субсинхронного генезиса здесь всей золотой минерализации.

В аллювиальных россыпях палеоконтинентального сектора проба золота значительно возрастает. По Н.В.Петровской, россыпное золото Полярного Урала может быть определено как умеренно высокопробное и высокопробное. Сравнительный анализ показал, что изменение состава самородного золота при переходе от коренных проявлений к россыпям определяется четырех-пятикратным снижением содержания серебра и ртути, но многократным увеличением содержания меди. Этот вывод явно контрастирует с

3. Минералого-геохимические критерии уровня золотоносности гидротермальных рудных месторождений (на основе данных по Полярноуральскому региону)

Минералы-индикаторы	Типизация рудных объектов по уровню золотоносности											
	золотосодержащие				золотоносные				золоторудные			
	Au, мг/т	Ag, г/т	100 Au/Ag	Au, мг/т	Ag, г/т	100 Au/Ag	Au, мг/т	Ag, г/т	100 Au/Ag	Au, мг/т	Ag, г/т	100 Au/Ag
Пирит	< 100	3—25	1—15	500—5000	6—34	5—35	> 5000	10—40	100—1300			
Пирротин	< 200	3—15	2—4	< 200	15—20	3—5	—	—	—			
Халькопирит	< 500	1—25	2—15	500—1500	15—20	30—35	> 1500	15—35	50—325			
Борнит	< 200	30—115	2—5	—	—	—	—	—	—			
Халькозин	< 200	40—45	3—5	—	—	—	—	—	—			
Сфалерит	< 300	3—5	7—8	300—500	3—50	4—30	> 500	30—75	2—40			
Галенит	< 100	100—110	0—0,2	100—500	150—550	0,1—0,2	> 500	250—2510	0,07—1,66			
Молибденит	—*	—	—	> 500	45—50	5—10	—	—	—			
Магнетит	< 100	1—4	0—15	100—300	1—65	3—14	—	—	—			
Гематит	< 100	5—10	3—5	30—200	1—8	2—6	—	—	—			

* прощек — нет данных

4. Состав самородного золота в коренных и россыпных проявлениях Полярного Урала

Зологоносные районы	Тип проявления	Основные компоненты состава, %				Проба золота
		Au	Ag	Cu	Hg	
Палеоконтинентальный сектор						
Байдарацкий	Россыпной	$\frac{88,68^*}{9,14}$	$\frac{9,55}{7,73}$	$\frac{0,16}{0,50}$	$\frac{1,41}{2,59}$	$\frac{890}{90}$
		$\frac{55,62}{17,22}$	$\frac{39,48}{13,15}$	$\frac{0,41}{0,80}$	$\frac{5,08}{6,40}$	$\frac{553}{175}$
Щучинско-Хуутинский	Коренной	$\frac{88,31}{7,12}$	$\frac{8,71}{6,24}$	$\frac{0,19}{0,52}$	$\frac{0,92}{1,10}$	$\frac{891}{69}$
	Россыпной	$\frac{57,34}{23,00}$	$\frac{33,77}{17,19}$	$\frac{0,03}{0,07}$	$\frac{8,97}{7,24}$	$\frac{573}{232}$
Харбей-Хан-Мейский	Коренной	$\frac{89,69}{6,87}$	$\frac{8,74}{6,95}$	$\frac{0,19}{1,10}$	$\frac{0,92}{1,10}$	$\frac{901}{64}$
	Россыпной	$\frac{60,68}{24,73}$	$\frac{37,89}{18,18}$	$\frac{0,05}{0,09}$	$\frac{7,23}{7,47}$	$\frac{607}{247}$
Енганепэ-Манитаньрдский	Коренной	$\frac{88,15}{7,48}$	$\frac{9,11}{6,19}$	$\frac{0,09}{0,25}$	$\frac{2,25}{3,14}$	$\frac{886}{75}$
	Россыпной	$\frac{84,48}{1,56}$	$\frac{9,57}{2,03}$	$\frac{3,57}{3,03}$	$\frac{1,81}{0,29}$	$\frac{849}{16}$
Кожимский	Коренной	$\frac{94,60}{5,43}$	$\frac{4,62}{4,89}$	$\frac{0,03}{0,04}$	$\frac{0,04}{0,07}$	$\frac{953}{50}$
	Россыпной	Палеоокеанический сектор				
Тоупугол-Новогодненский	Коренной	$\frac{90,79}{2,78}$	$\frac{7,93}{2,71}$	$\frac{0,08}{0,17}$	$\frac{0,24}{0,21}$	$\frac{908}{278}$

* в числителе — среднее содержание, в знаменателе — среднее квадратическое отклонение

незначительностью масштабов аллювиального переноса и переотложения золота в условиях Полярного Урала. Объяснение такому противоречию может быть лишь одно: прежде чем попасть в россыпь, золото претерпело весьма значительное гипергенное преобразование в корах выветривания, имеющих здесь, вероятно, палеогеновый возраст. Последнее заключение находит подтверждение в фактах обнаружения на россыпных золотилах коррозионных каемок облагораживания и в прямой зависимости пробы центра золотинок от пробы их оболочки.

В отличие от палеоконтинентального палеоокеанический сектор характеризуется умеренно высокопробным малортутистым коренным золотом (см. табл. 4). Последнее установлено нами в гидротермально измененных островодужных андезитоидах Войкарского вулканического пояса. Еще более высо-

копробным золотом характеризуются коренная и россыпная минерализация Кожимского района на Приполярном Урале и россыпи Тимана [1, 3].

Мантийные метки. Состав примесей в самородном золоте Полярноуральского региона далеко не исчерпывается серебром, ртутью и медью. Особенно важное значение имеют обнаруженные в последнее время [3, 9] примеси платиноидных сидерофилов (в порядке встречаемости): Pd >> Pt >> Rh >> (Ru, Os, Ir). Общее содержание этих элементов в самородном золоте Полярного Урала и прилегающих регионов колеблется от первых десятых долей до 2 %. Важность примесей платиноидов состоит в том, что они в сочетании с ртутью могут рассматриваться как метки глубинных золотопродуцирующих субстратов, т.е. мантии. В связи с этим диспропорционирование платиноидов в золоте и золотосодержащих рудах может служить важным ин-

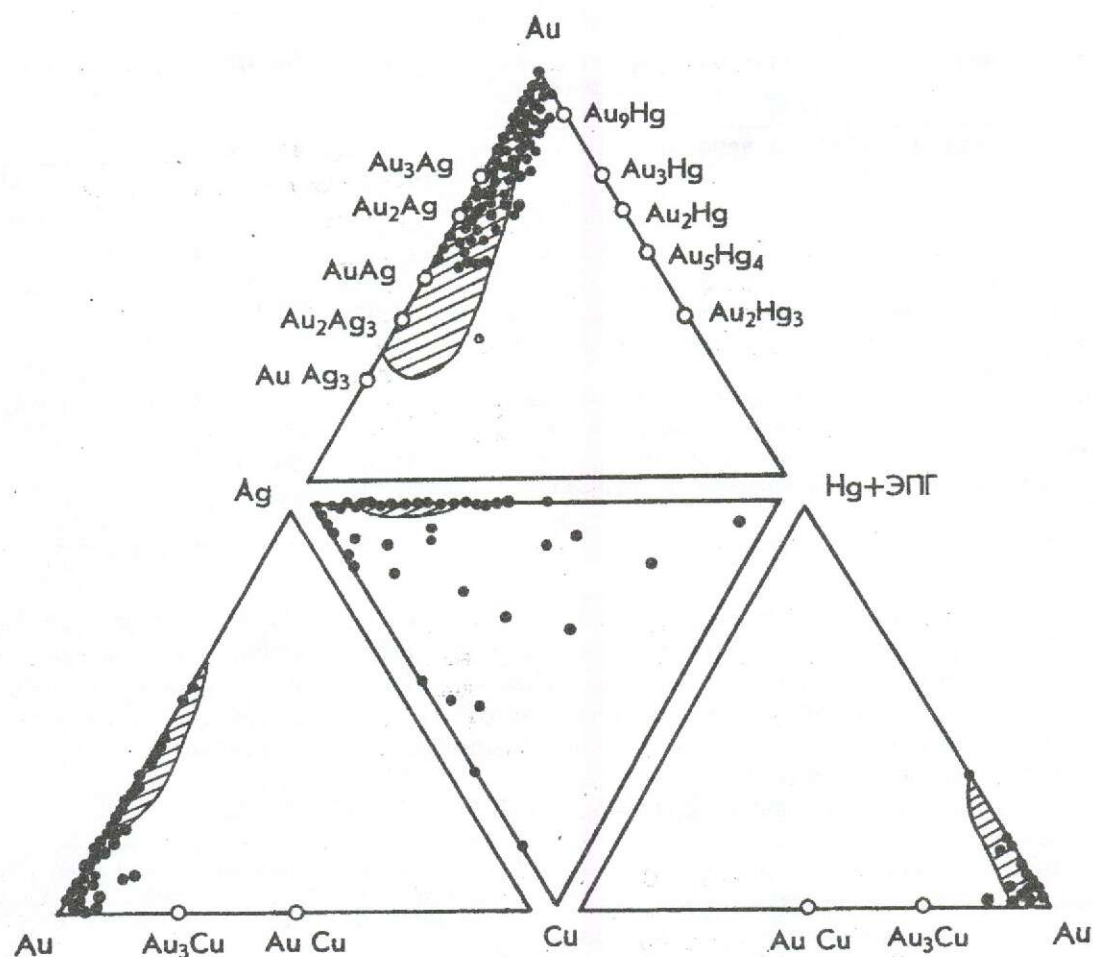


Рис. 4. Типохимизм самородного золота в коренных (заштрихованное поле) и россыпных (точки) проявлениях палеоконтинентального сектора Полярноуральского региона.

дикатором массообмена между мантией и земной корой.

Проведенные исследования показали, что содержание и пропорции между Hg и платиновыми элементами в золоте Полярноуральского региона широко и закономерно варьируют. В золоте из хромитов установлена примесь тугоплавких платиноидов [Ru, Os, Ir, Rh]. Золото из островодужных андезитов (Тоупульское месторождение) обогащено платиной при относительно низкой концентрации ртути [(Pt, Hg) > Cu > Pd >> Rh]. Золото из пород с преобразованиями, наложенными на окраинно-континентальные рифтогенные гранитоиды (Кожимский район), характеризуется умеренным содержанием ртути и повышенным —

палладия [Cu > Pd > Hg > Pt]. Золото из минерализованных пород синаккреционной окраинно-континентальной территории, относительно удаленной к западу от шовного мегаблока, отличается высокой ртутистостью, но низким содержанием платиноидов [Hg > Cu >> (Pt, Pd)]. Наконец, золото из минерализованных пород внутриконтинентальной области (Тиман), вероятно, не содержит никаких существенных примесей, кроме серебра.

Очевидно, что тренд мантийных меток от немобильных к более мобильным, обнаруженный в последовательном ряду геодинамических типов золотой минерализации, является неслучайным и заслуживает углубленного анализа. Обращает на себя внимание, что указанный

5. Условные запасы и ресурсы золота в типичных рудных объектах Полярноуральского региона

Месторождения	Тип оруденения	Размер блока, м (масса руды, млн. т)	Запасы:	
			категория	количество, т
Верхняяюрское	Золото-арсенипиритовый	нет данных	C ₂ +P ₁₋₂	25
Лекхнтальбейское	Медно-молибден-порфиновый	1500×50×50	P ₁₋₂	7
Брусничное	Колчеданно-полиметаллический	-«-	-«-	11
Тышорское	-«-	2500×50×50	-«-	13
Новогоднее-Монто	Скарново-сульфидно-железорудный	(5)	C ₂	40 [4]
Тоупугольское	Золото-сульфидный в пропилитах	480×185×50	P ₁₋₂	16
Манюкаю	Медно-порфиновый	1500×100×50	P ₂₋₃	15
Третья Рудная Горка	Скарново-железорудный	50×50×50	-«-	6

тренд согласуется с выявленными Ю.А.Волченко «ахондритовыми» версиями фракционирования платиноидов в комплексах платинометального пояса Урала, одна из которых отражает накопление тугоплавких (немобильных) элементов, а другая — относительно подвижного палладия.

Геоэкономическая гипотеза. В настоящее время условий для полноценной экономической оценки региональной золотоносности Полярного Урала не существует. Данные об оцененных запасах имеются только по двум объектам. Другие существующие сведения дают возможность ориентировочной оценки золотоносности только в категориях прогнозных ресурсов (табл. 5).

Согласно проведенным оценкам, ресурсы золота в наиболее представительных объектах Полярного Урала варьируют в интервале от первых тонн до 40 т, что в каждом отдельном случае соответствует лишь мелким и средне-мелким месторождениям [5]. Общие прогнозные ресурсы золота в Полярноуральском регионе оцениваются нами в 200—250 т. В рассматриваемом регионе в совокупности мы, вероятно, имеем дело с одним крупным золоторудным месторождением, которое как бы диспергировано в пространстве на множество мелких объектов. Вовлечение в экономический оборот таких геологических ресурсов золота в принципе воз-

можно, но для этого потребуются использование весьма передовых технологий и широкого комплексного подхода к утилизации ассоциирующей с золотом многокомпонентной минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Майорова Т.П. Минералогия и типоморфизм золота кайнозойских россыпей севера Урала и Тимана // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 45—55.
2. Нечушкин В.М. Металлогения складчатых систем с позиций тектоники литосферных плит / Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. — Екатеринбург, 1996. С. 10—24.
3. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) / Авторы: М.В.Тарбаев, С.К.Кузнецов, Г.В.Моралев и др. // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 15—30.
4. Пахомов В.П., Такташкин Б.А., Черепанов Г.Г., Маслянкин В.А. Экономическая эффективность золотосодержащих месторождений уральского севера / Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. — Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 195—197.
5. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность — геолого-генетические типы — продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 25—40.
6. Силаев В.И. Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. — Л.: Наука, 1989.
7. Силаев В.И. Геохимические свойства минералов и закономерности минерало-геохимического развития гидротермального рудообразования (на примере Вайгач-Полярноуральского

- региона) // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 6. С. 1222—1229.
8. Силаев В.И., Майорова Т.П. Типохимизм самородного золота Европейского Северо-Востока СССР.— Сыктывкар, 1986.
9. Сожерин М.Ю., Силаев В.И. Геология и рудоносность Топугольского палеовулкана на Полярном Урале / Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов.— Сыктывкар: РАН, 1998. С. 26—27.
10. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195—218.

Silayev V.I.

Primary gold occurrences in the Polar Urals region

Eleven gold-bearing districts and 16 types of gold-sulfide ore occurrences were identified in the region under study. The ore occurrence types were further subdivided based on their productivity into three groups: gold-containing, gold-bearing and multi-commodity gold ore occurrences. Based on the level of gold concentration, 18 % of these occurrences can be compared with large deposits, 35 % with medium and small deposits, and 47 % are of ore occurrence rank. The set of essential dispersed-gold-concentrating minerals has been identified. Free gold shows wide compositional variations, from moderately pure low-Hg gold to Au-Ag amalgams. PGE occurring as impurities in the gold studied are considered as geochemical mantle labels. Total prognostic gold resources of the Polar Urals region are estimated at 250 tons.

УДК 553. 634. 12.041

© А.В.Коплус, О.З.Алиева, 1998

ФЛЮОРИТОНОСНЫЕ РУДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.В.Коплус, О.З.Алиева (ВИМС МПР России)

Показано, что в металлогенической истории Алтае-Саянской области проявилось шесть эпох флюоритообразования. Определен возраст и установлена связь основных флюоритоносных эпох с этапами тектонической эволюции региона. Среди эпох выделены промышленно флюоритоносная и потенциально продуктивные на плавиковый шпат, оценен их вклад в общую флюоритоносность региона. Охарактеризованы типы флюоритового оруденения и сопутствующие рудогенерирующие геологические формации.

Флюоритовое оруденение региона в разные годы изучалось Л.С.Пузановым, Л.П.Тигуновым, И.И.Егоровым, Г.И.Шкадуло, И.П.Качало, А.С.Аладышкиным, М.Н.Кандиновым, Д.О.Онтоевым, Г.В.Филипповым, Ж.Д.Никольской и другими геологами. Получившие распространение в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) типы оруденения с плавиковым

шпатом связаны с эндогенными процессами, протекавшими в различных геодинамических обстановках, что определило неоднократность проявления эпох флюоритообразования, среди которых авторы настоящей статьи выделяют следующие шесть: протерозойскую (PR), раннепалеозойскую (С—О), среднепалеозойскую (D), позднепалеозойскую (P), позднепа-

леозойско-раннемезозойскую (Р—Т) и позднемезозойскую (J₂₋₃—K₁). Прежде разные исследователи выделяли в АССО от одной до четырех эпох флюоритообразования. Каждая из выделенных нами эпох характеризуется своим типом оруденения с плавиковым шпатом и разным вкладом в общую флюоритонность региона.

В **протерозойскую эпоху** флюорит фиксируется в отдельных типах рудных объектов в виде рассеянной вкрапленности, имеющей лишь минералогическое значение. Так, флюорит присутствует в редкометалльных пегматитах, продуцированных гранодиоритами и гранитами саянского комплекса (Вост.Саян). Пегматиты залегают в метаморфизованных раннепротерозойских породах, нередко грейзенизированы и сопровождаются оловянной минерализацией. Возраст материнских гранитов и пегматитовых тел оценивается по калий-аргоновому методу в 1800—1690 млн. лет [1].

Плавиковый шпат **раннепалеозойской эпохи** связан главным образом с флюорит-кварц-сульфидно-молибденовой минеральной ассоциацией гидротермальных медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений, родственных кембро-ордовикским батолитам сиенит-диорит-гранодиорит-гранитовой ассоциации, локализованным среди венд—нижнекембрийских терригенно-карбонатных шельфовых серий салаирид Кузнецкого Алатау и кембрия Саяна. Интрузии генерировались в процессе скупивания микроконтинентальных блоков с островодужными и структурами края Сибирской платформы [2]. Эталонное для рассматриваемых медно-молибденовых месторождений — Сорское — ассоциирует с Уйбатским плутоном тигертышского комплекса и содержит в рудах примесь флюорита, главным образом в поздних продуктах минералообразования. Не исключено, что флюоритонность медно-молибденовых проявлений АССО, обычно не свойственная подобному оруденению, обусловлена мобилизацией фтора из докембрийского цоколя микроконтинентов и из их карбонатного фосфоритонного (и фторонос-

ного) чехла в ходе анатектической генерации рудопродуцирующих гранитов.

В **среднепалеозойскую эпоху** образовалось флюорит-редкоземельное карбонатитовое и карбонатитоподобное оруденение, известное главным образом в Восточном Саяне (на стыке с Сибирской платформой) и Центральной Туве (краевая погребенная зона Тувино-Монгольского массива). Область развития оруденения совпадает с площадью распространения интрузий, принадлежащих ранне-среднедевонскому «рифтогенному» вулканоплутоническому поясу, сформировавшемуся на салаиридах восточной части АССО и прилегающих окраинах Сибирской платформы и связанному, согласно [2], с расположением региона над горячим полем мантии. Магматиты пояса представлены щелочными и субщелочными, нередко контрастными вулканическими сериями, локализованными в системе депрессий (Минусинских, Тувинской, Агульской и др.), и комагматичными им преимущественно щелочными интрузиями, тяготеющими к обрамлению и подошвам впадин. Среди интрузий выделяются породы трех ассоциаций: щелочно-гранитной, габбро-сиенитовой — щелочно-сиенитовой и ультраосновной-щелочной с карбонатитами. Все родственные щелочные магматиты восточного девонского ареала региона повышено фтороносны. Хотя радиологические определения возраста руд, карбонатитов и щелочных пород дают значительный разброс цифр, от 75 до 700—635±18 млн. лет [11], анализ общегеологической истории АССО позволяет считать, что наиболее вероятное время формирования флюорит-редкоземельного оруденения — девон. Представленные этим оруденением месторождения подразделяются на два основных минеральных типа: апатит-гематит-кальцит-флюоритовый и барит-сидерит-гематит-флюоритовый. Для каждого из них характерны фторкарбонаты редких земель и минералы ниобия.

Р е д к о з е м е л ь н ы е
а п а т и т - г е м а т и т - к а л ь -
ц и т - ф л ю о р и т о в ы е
проявления свойственны краевому выступу

Сибирской платформы. Они пространственно тесно связаны с гипабиссальными субвулканическими телами основных-ультраосновных щелочных с карбонатитами пород зиминского комплекса, входящими в состав третьей магматической ассоциации. Флюоритовая минерализация наиболее полно проявлялась в заключительную (железисто-магнезиально-карбонатную) стадию карбонатитообразования, ее характерные признаки достаточно отчетливо устанавливаются на примере эталонного для района Большетагинского месторождения. Основная масса плавикового шпата здесь концентрируется в пределах протяженных и мощных линзообразных минерализованных зон среди карбонатитов. Глубина подсечения флюоритоносных руд 200—290 м. Минерализованные зоны сопровождаются более мелкими флюоритоносными телами длиной 50—260 м и мощностью до 50 м. Плавиковый шпат (от долей процента до 70 %) наиболее часто ассоциирует с кальцитом, сидеритом, анкеритом, альбитом, баритом, гематитом, целестином, сульфидами, гидрослюдами, минералами редких земель и др. Разведанные запасы флюоритовых руд со средним содержанием 26,5 % CaF_2 превышают 3 млн. т [8].

Р е д к о з е м е л ь н о е
б а р и т - с и д е р и т - г е -
м а т и т - ф л ю о р и т о в о е
карбонатитоподобное оруденение в Туве связано с интрузиями сиенитов и граносиенитов торгалыкского комплекса, входящими во вторую ассоциацию среднепалеозойских магматических пород. На площади наиболее представительного месторождения этого типа — Карасугского — карбонатиты не известны, что, однако, не исключает их присутствия на глубине. Месторождение состоит из серии крупных рудных залежей трубообразной формы, прослеженных по падению на 550—700 м, и содержащих 10—13 % флюорита. Совместно с ним встречаются барит, гематит, сидерит, гётит, целестин, стронцианит, апатит, сульфиды, бастнезит, паризит, монацит, молибденит и др. Несмотря на невысокое содержание

флюорита, его запасы на месторождении огромны.

Комплексные флюорит-редкоземельные месторождения АССО могут служить источниками получения флотоконцентратов плавикового шпата (технология обогащения руд разработана), в связи с чем среднепалеозойскую эпоху следует считать потенциально продуктивной на флюорит. Отметим, что карбонатитовые месторождения флюорита ряда стран (Амба-Донгар, Индия; Окорузу, Намибия) дают значительную часть национальной добычи плавикового шпата.

Определяющее значение в минерагении фтора **позднепалеозойской эпохи** имеет рудный комплекс с возрастом 275—240 млн. лет, объединяющий флюоритоносные кварц-касситерит-молибденит-вольфрамитовые, кварц-вольфрамитовые, шеелитовые и другие родственные с ними грейзеново-гидротермальные месторождения и рудопроявления. Многие из них содержат до 5—6 % плавикового шпата, а на отдельных участках (Южно-Теректинский, Кара-Оюк и др.) количество флюорита в жилах среди грейзенов достигает десятков процентов.

Флюоритоносная редкометалльная минерализация в основном развита на западе АССО, в пределах площади, совпадающей с горноалтайским ареалом распространения коллизионных пермских «калбинских» гранитов. Среди палингенных гранитов этого типа выделяются два комплекса [5]: собственно калбинский (гранодиорит-гранитовый) и несколько более молодой юстыдский или монастырский (гранит-лейкогранитовый). Основная часть флюоритоносных вольфрам-молибденовых месторождений и рудопроявлений принадлежит к генетически единому ряду с юстыдскими гранит-лейкогранитами, имеющими возраст 230—280 млн. лет [10]. Ареал юстыдских гранитов связан с поздними каледонидами Горного Алтая и салаиридами его северо-восточной части. Редкометалльное оруденение, однако, локализовано в гранитах, размещенных на позднекаледонском основании среди терригенных флишевых формаций позднего кембрия—раннего ордовика и ордовика—силура.

Интрузии юстыдского комплекса отличаются яркой редкометальной (W, Mo, Sn, Ta, Nb, Zr, TR, Li, Rb) специализацией, повышенным содержанием фтора и аксессуарного флюорита в лейкогранитах поздних фаз. Оруденение локализуется в зонах эндо- и, отчасти, экзоконтактов массивов, где оно накладывается на измененные породы, превращенные в скарны, грейзены, роговики. Ранний флюорит выделялся с вольфрамитом, молибденитом, а поздний — с сульфидами и, особенно, с кварцем и карбонатами в завершающие стадии гидротермальной деятельности.

Связь флюоритоносного редкометального оруденения с гранитами юстыдского комплекса подтверждается не только пространственной приуроченностью месторождений и рудопроявлений к интрузиям и близостью их возраста, но и постоянным сходством изотопного состава свинца руд и гранитов, резко отличающегося от изотопного состава свинца иных магматических и рудных образований региона [3, 9].

Флюоритовая составляющая редкометальных месторождений пока не имеет самостоятельного практического значения, но при комплексном освоении оловянных, вольфрамовых и других руд плавиковый шпат может извлекаться из них как попутный полезный компонент. Вследствие достаточно широкой распространенности оруденения можно считать, что масштаб флюоритоносности позднепалеозойского времени в целом не уступает масштабу флюоритоносности предшествующей эпохи.

Позднепалеозойско-раннемезозойской эпохе в АССО соответствовала геодинамическая обстановка, которую можно определить как редуцированную рифтогенную континентальную деструкцию [6]. Магматические породы времени этой активизации включают достаточно широко проявленные пермь—триасовые щелочные граниты, пояса даек (в основном, лампрофир-диабазовых) и локально развитые траппы. В течение позднего палеозоя—раннего мезозоя последовательно увеличивалась флюоритоносность рудных

комплексов, сформировавшихся в два минерагенических этапа: на границе перми и триаса и в позднем триасе. Среди рудных образований первого этапа ведущее значение в качестве носителей плавикового шпата имеют флюорит-редкоземельно-редкометальные месторождения (Ta, Nb, Be, Zr, Y, TR, CaF₂) в метасоматитах, связанных с щелочными гранитами и сиенитами перми—триаса. Немногочисленные и небольшие массивы (штоки, дайкообразные тела) щелочных гранитов этого возраста группируются в три субширотных (или северо-восточных) ареала: Горноалтайский (интрузии майорско-елиновского комплекса), Восточно-Тувинский (улугтанзекский и джугоякский комплексы) и Минусинско-Востоносаянский, охватывающий восточное обрамление Южно-Минусинской впадины, юг Саяна (кембрийский и протерозойский комплексы) и, частично, край Сибирской платформы (сейбинский, сайбарский и джугоякский комплексы). Характерно, что рассматриваемое оруденение сопутствует гранитам только двух последних ареалов, генерировавшихся на салаирском основании восточной части АССО (блоки докембрийской континентальной коры, перекрытые раннепалеозойскими фосфоритоносными кремнисто-карбонатными чехлами), и не известно в связи с интрузиями Горноалтайского ареала, сформировавшимися в блоках с позднекаледонским флишевым цоколем.

Рудоносные щелочные (по преимуществу, моношпатовые) граниты высокофтористы, на северо-востоке Тувы они содержат 0,17 % F, а аналогичные гранитоиды Западного Забайкалья — 0,11 % F при высокофтористом (до 6 %) биотите.

Оруденение развито преимущественно в карбонатных породах экзоконтактовых (50—100 м) зон массивов, где оно слагает метасоматические тела сложной формы (до 100—200 м по простиранию, до 40 м по мощности и свыше 100 м по падению), жилы и линзы замещения длиной 10—15 м при мощности 1,5—3,0 м. Реже вкрапленная и гнездово-прожилковая флюоритсодержащая минерализация проявлена в апикальных частях гра-

нитных интрузий. Состав руд полевошпат-флюоритовый (флюорита до 60—70 %, альбита и калишпата — 10—15 %) с минералами редких металлов и редких земель, иногда отмечаются сульфиды, а также криолит, гагаринит, томсенолит и другие фториды.

Представителями месторождений рассматриваемого типа являются Улут-Танзекское (Центр.Тува) и Окуневское (Вост.Саян). Каждое из них насчитывает несколько участков, несущих вкрапленные, прожилковые и массивные флюоритовые руды с примесью бериллия, иногда тантала и ниобия. Оруденение первого месторождения тесно пространственно связано со штоком альбитизированных щелочных гранитов, причем в самом массиве локализована минерализация в виде Та-содержащих пирохлора и колумбита в ассоциации с криолитом и гагаринитом. Фториды (от единичных зерен до 8—10 %) образуют мелкие штокверкоподобные прожилки и выполняют интерстиции. Среди интенсивно измененных экзоконтактовых пород, главным образом мраморов, располагаются берtrandит-фенакит-флюоритовые руды, слагающие тела неправильной формы или жилы протяженностью по простиранию и на глубину до 100 м при мощности 1—7 м, иногда до 40 м в раздувах. На долю флюорита в них приходится от 30 до 95 % минеральной массы.

Рудно-магматический комплекс Окуневского месторождения представлен альбитизированными щелочными гранитами, проявлениями редкометальной и редкоземельной минерализации, относительно более поздними лейкофан-флюоритовыми метасоматическими телами и завершающими процесс рудообразования несколько пространственно обособленными скоплениями сульфидов (галенит, сфалерит, халькопирит и др.). Флюоритоносные тела мощностью от 0,2 до 5—7 м и протяженностью от первых десятков до первых сотен метров чаще всего располагаются в зонах контактов гранитов со скарнированными известняками или в самих гранитах. По мере удаления от интрузивов состав рудных тел меняется на полевошпат-флюоритовый. Содержание флюорита составляет

несколько десятков процентов. Доказана возможность получения из руд месторождения концентрата с 89 % CaF_2 .

Общие запасы плавикового шпата в метасоматических образованиях, связанных с щелочными гранитами и сиенитами раннего этапа позднепалеозойско-раннемезозойской эпохи, достаточно велики. К примеру, перспективы на флюорит Улут-Танзекского месторождения и прилегающих площадей оцениваются от 0,5 до 1,5 млн. т, а Окуневского — в 700—800 тыс. т.

Второй минерагенический этап той же эпохи соответствует заключительной, собственно тектонической стадии рифтогенеза. В этот этап на Салаире, в Бийско-Катунской зоне Горного Алтая, Кузнецком Алатау, в Минусинской и Агульской впадинах и их обрамлении, а также в Туве сформировалось собственно плавиковошпатовое гидротермальное (эпитермальное) оруденение, представленное кварц-флюоритовыми, кальцит-(кварц)-флюоритовыми, барит-(кварц, кальцит)-флюоритовыми, сульфидно-флюоритовыми жильными и кальцит-(барит)-флюоритовыми стратиформными месторождениями и рудопроявлениями. Во времени они отделены от предшествовавших флюорит-редкоземельно-редкометалльных образований периодом внедрения базальтоидных и щелочно-базальтоидных расплавов, давших во многих районах АССО дайковые тела лампрофир-диабазовой формации (диабазы, лампрофиры, слюдяные лампрофиры, камптониты, бостониты, керсантиты, спессартиты и т.п.). Возраст пород дайкового комплекса в основном 240—190 млн. лет [10], а становление эпитермального флюоритового оруденения соответствует, по последним данным, позднему триасу [4].

Структурно-тектоническая позиция эпитермального оруденения определяется его развитием в пределах и ближнем горстовом обрамлении девонских вулканотектонических впадин (вне зависимости от их принадлежности к горноалтайскому известково-щелочному или восточному щелочному вулканоплутоническим поясам), которые проецирова-

ны на венд-нижнекембрийские терригенно-карбонатные фосфоритоносные формации салаирских зон АССО. Под салаирскими карбонатными сериями, представляющими шельфовые чехлы микроконтинентов, предполагаются, согласно [2], фрагменты докембрийской континентальной коры.

Хотя все эпитеpmальные флюоритовые объекты АССО находятся в области обширного ареала распространения даек лампрофир-диабазовой формации, пространственный контроль оруденения со стороны дайковых серий отсутствует. Так, на Горном Алтае практически все проявления лампрофир-диабазовой формации (диабазы теректинского и слюдяные лампрофиры чуйского комплексов) формируют в пределах поздних каледонид пояс, контролируемый Чарышско-Теректинским разломом, отделяющим Анюйско-Чуйскую структурно-формационную зону от Чарышско-Теректинской [7]. Между тем основные флюоритоносные минерогенические зоны (Каянчинско-Баратальская, Сарасинско-Куратинская) располагаются на значительном удалении к востоку, в салаирском Бийско-Катунском «клине». Областям интенсивного развития даек диабазов в Хемчикско-Систигхемской структурно-формационной зоне Тувы (чаданский комплекс) и камптонитов в пределах Тувино-Монгольского массива (агардакский комплекс) вообще не сопутствует эпитеpmальная флюоритовая минерализация. Все это ставит под сомнение существование каких-либо общих источников базальтоидных магм и фтороносных флюидов.

Для эпитеpmального флюоритового оруденения устанавливается пространственная связь не с какой-либо конкретной магматической формацией, а с областями развития пород повышенно фтороносных комплексов (метаморфитов докембрийской протокоры, фосфоритоносных кремнисто-карбонатных салаирских формаций, щелочных и известково-щелочных вулканитов девонских впадин и их интрузивных комагматов). Это обстоятельство позволяет считать породы перечисленных формационных серий ис-

точником вещества флюоритового оруденения, причем извлечение фтора из субстрата производилось, вероятно, древними экзогенными водами. Проникая на глубину по зонам разломов, ограничивающим девонские вулканотектонические депрессии, эти воды могли приобретать свойства фтороносных гидротерм и накапливаться в днищах депрессий, образуя напорные гидросистемы. Активизировавшиеся в результате позднейших тектонических движений прибортовые и внутривпадинные разломы дренировали залежи нагретых фтороносных вод и служили каналами их миграции в близповерхностные горизонты. Здесь, в обстановке трещиноватых пород, гидротермы под влиянием падения температур и вероятного смешения с нисходящими метеорными кальциевыми водами отлагали флюоритоносные тела, широко варьирующие по размерам. Длина жил достигает нескольких сотен метров при мощности свыше 10 м, а стратиформные залежи протягиваются на 350—370 м при мощности в первые метры. Содержание флюорита составляет 30—70 %, с ним ассоциируют кварц, кальцит, иногда барит и сульфиды, обычно акцессорные.

Среди минеральных типов эпитеpmального оруденения самый продуктивный и распространенный — кварц-флюоритовый. К нему относятся все наиболее крупные собственно плавиновошпатовые объекты региона, в том числе эталонное для жильных проявлений Каянчинское месторождение (Горный Алтай). Оно залегает среди окварцованных, флюоритизированных, серицитизированных, хлоритизированных, каолинизированных, кальцитизированных, ожелезненных и местами омарганцованных эффузивов девона и представлено зоной минерализации мощностью от 6,5 до 30,0 м (в среднем 22,0 м), приуроченной преимущественно к тектонически омоложенному контакту между пачкой плагипорфиров, кератофиров, дацитовых и липарито-дацитовых порфиров и толщей туфов того же состава. По простиранию четко видно-жилообразное основное рудное тело прослежено на 553 м при мощности от 1,0 до 17,5 м (средняя 6,17 м). Глубина

распространения руд превышает 150 м. Минералообразование на месторождении происходило на фоне снижения температур гидротермальной системы от 350 до 80°C. Флюорит выделялся из растворов невысокой плотности при 240—110°C. Рудам, состоящим на 95 % из кварца и флюорита (среднее содержание 31,5 %), свойственны второстепенные и акцессорные кальцит, барит, серицит, пирит, галенит, сфалерит, гидроксиды железа и маргарца. Флюорит образует мелко-, средне- и крупнозернистые кристаллические агрегаты разной окраски. С глубиной его количество уменьшается при одновременном увеличении содержания кальцита и сульфидов. Руды легкообогащаемы, доказана возможность получения из них флюоритовых концентратов с 91,34—98,0 % CaF_2 при извлечении 84,2—97,65 %. Хотя месторождение недоразведано, подсчитанные запасы руд составляют 1279,5 тыс. т.

Оценка показала, что территория АССО обладает существенными прогнозными ресурсами эпитеpмального флюорита. Возможность формирования его промышленных концентраций подтверждается не только наличием Каянчинского месторождения, но и открытием ряда перспективных рудопроявлений, в большинстве своем еще слабо изученных. Тем не менее разведанные в разных районах АССО запасы эпитеpмальных флюоритовых руд на сегодняшний день насчитывают 2173,9 тыс. т, не считая отработанных (Салаир и др.).

В позднемезозойскую эпоху произошло резкое падение флюоритоносности рудных комплексов региона. Металлогенический облик этой эпохи определяют (особенно в западных и центральных частях АССО) эпитеpмальные арсенидные никель-кобальтовые, медно-кобальтовые сульфоарсенидные-сульфосольные, серебро-сульфосольные и мышьяково-сурьмяно-ртутные рудные формации. Выделения флюорита в незначительном количестве сопровождают лишь ртутные (возраст 180—150 млн. лет) месторождения. И только в проявлениях джаспероидного флюорит-киноварного типа содержание плавикового шпата иногда воз-

растает, достигая нескольких процентов. На площади Сарасинского ртутноносного рудного поля (Горный Алтай) флюорит проявлен в субширотных зонах дробления мощностью до 30 м среди кембрийских известняков, где он образует линзы, гнезда, жилы, а также встречается в виде вкрапленности и цемента обломков вмещающих пород. Отдельные жилы и линзы флюорита достигают мощностей 1 м. В рудных телах, наряду с флюоритом и киноварью, присутствуют сфалерит, пирит, халькопирит, марказит, кварц, слюда, барит, кальцит, диккит. Однако сами флюорит-киноварные (джаспероидные) месторождения в Алтае-Саянской складчатой области встречаются редко, и среди них не известны крупные объекты.

Изложенное позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Металлогения АССО характеризуется многократностью проявления эпох флюоритообразования и разнообразием генетических и минеральных типов месторождений и рудопроявлений, содержащих плавиковый шпат. Эта особенность роднит Алтае-Саянскую складчатую область с другими промышленно флюоритоносными провинциями (Забайкальская, Среднеазиатская, Казахстанская и др.), где также имело место неоднократное формирование минеральных комплексов с флюоритом, вплоть до образования собственных месторождений плавикового шпата в поздние (завершающие) эпохи металлогенического развития регионов.

2. От докембрия до конца триаса в целом прослеживается повышение значения флюоритовой составляющей в эндогенных рудных образованиях последовательных металлогенических эпох, что находится в соответствии с ростом степени зрелости и переработки континентальной коры АССО, сопровождавшимся увеличением ее фтороносности. Лишь минерагения позднемезозойской эпохи отличается резким падением роли флюорита по сравнению с оруденением предшествующей эпохи. Возможной причиной этого явилось существенное затухание тектонической активности в регионе.

3. Главное значение в АССО имеют

эпитермальные собственно флюоритовые месторождения позднего триаса. С ними связаны основные перспективы промышленной флюоритоносности региона.

4. Потенциально промышленными на плавиковый шпат в АССО являются среднепалеозойская (D) и позднепалеозойско-раннемезозойская (граница Р—Т) металлогенические эпохи. При отработке комплексных руд соответствующих им месторождений (флюорит-редкоземельных карбонатитового типа и флюорит-редкоземельно-редкометалльных в метасоматитах, связанных с щелочными гранитами и сиенитами) возможно попутное извлечение флюорита. Вероятно, то же самое относится и к флюоритоносным олово-молибден-вольфрамовым грейзеново-гидротермальным месторождениям позднепалеозойской (пермской) эпохи, хотя вопрос о количестве ассоциирующего с ними плавикового шпата требует дальнейшего уточнения. Несомненно, однако, что концентрации флюорита, представляющие практический интерес, следует прежде всего ожидать на тех рудных объектах, которые ассоциируют с литий-фтористыми разностями гранитов пермского аляски-лейкогранитового комплекса.

5. Все флюоритоносные типы месторождений с комплексным оруденением (среднепалеозойской, позднепалеозойской и позднепалеозойско-раннемезозойской эпох) принадлежат к рудно-магматическим системам. Продуцирующие интрузии, несмотря на разнообразие их состава, характеризуются повышенной щелочностью и фтороносностью. Руды (и флюорит) этих месторождений формировались за счет вещества как магматогенных флюидов, так и вмещающих пород (в том числе уже затвердевших рудоносных интрузий) при извлечении из них и переотложении фтора гидротермальными растворами и нагретыми поровыми водами субстрата с последующим связыванием его в минеральные формы. Соотношение вкладов в минералообразование магматогенных источников, с одной стороны, и вмещающих пород, с другой, могло быть переменным у конкретных типов месторождений. Эпитермальное собственно плавиковошпатовое орудене-

ние имеет инфильтрационный характер и полностью сформировалось за счет извлечения фтора и сопутствующих компонентов из пород земной коры древними экзогенными водами без участия магматогенных флюидов.

6. Как собственно плавиковошпатовые, так и повышено флюоритоносные типы редкометалльных и редкоземельных месторождений, а также флюоритсодержащие медно-молибденовые (раннепалеозойские) рудные образования локализованы в складчатых зонах салаирид с развитой докембрийской континентальной корой (краевая часть Сибирской платформы, погребенное основание Тувино-Монгольского массива) или на фрагментах такой коры (в пределах микроконтинентальных блоков салаирид). Докембрийский фундамент большинства металлогенических зон с месторождениями и рудопроявлениями отмеченных типов имеет, кроме того, венд-нижнекембрийский фосфоритоносный карбонатный чехол и вместе с последним характеризуется повышенной геохимической специализацией на фтор. Приуроченность оруденения рассматриваемых типов к породам этих комплексов позволяет предполагать, что первоисточником концентраций флюорита для них послужил фтор, мобилизованный из метаморфических образований докембрия и салаирских карбонатных фосфоритоносных формаций, и что специализация фтороносных провинций может закладываться уже в ранние этапы их развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы* / Под редакцией П.С.Матросова, Г.Н.Шапошникова / Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7, кн. 1. Алтай, Саяны, Енисейский край. — Л.: Недра, 1988.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. — М.: Недра, 1990.
3. *Изотопный состав свинца и происхождение эпитермальных месторождений юга Алтае-Саянской складчатой области* / Авторы: В.А.Троицкий, И.В.Чернышев, А.С.Борисенко и др. / Тез. докл. XI Всероссийского симпозиума по геохимии изотопов. — М., 1986. С. 398—350.

4. Коплюс А.В. Эпитермальное флюоритовое оруденение Алтае-Саянской складчатой области // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Информационный сборник. 1995. Вып. 137. С. 149—158.
5. Леонтьев А.Н. Характеристика палеозойского гранитоидного магматизма (Казахстан и Алтай) / Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 7—75.
6. Литвиловский Б.А., Добрецов Н.Л. Проблемы пермо-триасового магматизма и вулканизма Восточной Азии / Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. — Новосибирск: Наука, 1990. С. 98—113.
7. Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. — Новосибирск: Наука, 1989.
8. Тигунов Л.П., Егоров И.И., Другов Г.М. Промышленно-генетические типы месторождений флюорита и некоторые особенности их размещения в Иркутской области / Флюорит. — М.: Наука, 1976. С. 103—110.
9. Петрохимические характеристики, геохимия и радиология гранитоидов Горного Алтая / Авторы: Н.Н.Амшинский, И.В.Маринич, В.В.Дергачев и др. — Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1983.
10. Проблемы связи эндогенного оруденения с магматизмом в рудном районе Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии / Авторы: А.С.Борисенко, В.А.Скуридин, А.А.Оболенский и др. / Изотопные исследования процессов рудообразования. — Новосибирск: Наука, 1991. С. 151—170.
11. Чернышева Е.А., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Rb-Sr возраст и некоторые особенности генезиса Большетагинского карбонатного комплекса // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. № 5. С. 992.
12. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования / Авторы: А.А.Моссаковский, С.В.Руженцев, С.Г.Самыгин и др. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3—33.

Koplus A.V., Alieva O.Z.

Fluorite-bearing ore assemblages in the Altai-Sayan fold area

It is shown that six epochs of fluorite formation were involved in the metallogenic history of the Altai-Sayan area. The ages of the main fluorite-bearing epochs and their relations to the essential stages of tectonic evolution of this region have been determined. Among the epochs, there is one that produced commercially interesting fluorite occurrences, and a number of potentially fluorite-producing epochs. The contributions of each of the epochs to the overall fluorite potential of the region have been determined. The essential types of fluorite-bearing mineralization and accompanying ore-generating geological formations have been characterized.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.8.629.785

© Н.Т.Кочнева, И.Н.Томсон, Р.А.Белов, 1998

СТРУКТУРА ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПО ДАННЫМ КОМПЬЮТЕРНОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Н.Т.Кочнева, И.Н.Томсон (ИГЕМ РАН), Р.А.Белов (НГИЦ РАН)

С помощью компьютерного дешифрирования космоснимков выявлена орогенная структура Дальнегорского рудного района, расположенного на пересечении сквозных зон разломов разных направлений. Выделена овальная купольная структура, осложненная Триключевской кальдерой. Эта структура вмещает меловой вулканоплутонический центр и рудный район с многочисленными месторождениями и рудопроявлениями. Рудные узлы и поля контролируются спутниковой системой локальных очаговых структур, обрамляющих внутреннюю Триключевскую кальдеру.

Свинцово-цинковые руды относятся в России к остродефицитному виду минерального сырья. Единственное на Дальнем Востоке полиметаллическое горнорудное предприятие в Дальнегорске испытывает необходимость в увеличении рудных ресурсов.

Дальнегорский рудный район располагается в восточной части Сихотэ-Алинской области, складчатые толщ которой перекрыты вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. В районе выявлены скарново-полиметаллические месторождения, которые являются объектами добычи свинца, цинка и серебра, крупное боросиликатное месторождение, жильные и вкрапленные серебро-полиметаллические руды, а также золото-серебряные, оловянные, молибденовые рудопроявления.

В геологическом строении региона выделяются два структурных этажа: складчатое основание и перекрывающий его вулканоплутонический комплекс. Осадочные толщ складчатого основания обнажаются в пределах рудного района в виде отдельных выступов. Они представлены триасовыми, юрскими и ниж-

немеловыми карбонатно-терригенными и кремнисто-терригенными отложениями, смятыми в складки северо-восточного простирания. Среди нижнемеловых толщ выделяется олистострома с включениями карбонатных олистолитов. Их контакты с терригенными породами являются благоприятной средой для локализации инфльтрационных гранат-геденбергитовых скарнов. Процессы рудообразования происходили в конце мела—начале палеогена и были синхронны образованию вулканитов верхнего структурного этажа, несогласно перекрывающих мезозойскую складчатую толщ. Именно поэтому представляют интерес те структуры, которые развивались во время орогенной активизации и связаны с активными вулканическими процессами.

Дальнегорский рудный район площадью 1400 км² отличается высокой концентрацией месторождений и рудопроявлений. Скарново-полиметаллические тела залегают в олистолитах карбонатных пород и на контакте их с терригенными. Менее распространены в вулканитах вкрапленные и жильные сульфидные руды.

За последние два десятилетия геологии и металлогении Дальнегорского рудного района посвящены работы многих геологов: Е.А.Радкевич, Р.В.Короля, Ф.И.Ростовского, В.И.Журавлева, Б.В.Кузнецова, В.А.Баскиной [1, 2, 3]. Основное внимание было уделено изучению стратиграфии толщ, магматизма и строения отдельных месторождений.

И.Н.Томсоном и др. на площади Дальнегорского рудного узла и Триключевской кальдеры ранее были проведены структурно-металлогенические исследования, которые показали, что основной контроль оруденения определяется здесь наложенными очаговыми структурами и сквозными линейными зонами, образовавшимися в орогенный этап, сопровождающийся тектоно-магматической активизацией [5, 6].

Для выявления наложенных структур, связанных с эпохой активизации, в ИГЕМе были разработаны специальные приемы визуального дешифрирования космических снимков и морфоструктурного анализа, которые позволили найти подходы для выделения рудоконтролирующих структур наложенного типа. Эти методические приемы были удачно применены на площади Дальнегорского рудного узла Е.Н.Сапожниковой и Ю.Г.Пустовым [4]. В дальнейшем методические приемы были усовершенствованы на основе компьютерных программ.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы, опираясь на новые методические разработки послыного изучения современной поверхности, решить вопросы строения рудного Дальнегорского района и определить основные структурные формы, контролирующие месторождения.

Выбор программ для компьютерного дешифрирования проводился научным сотрудником НГИЦ РАН Р.А.Беловым, а интерпретация результатов дешифрирования — И.Н.Томсоном и Н.Т.Кочневой (ИГЕМ РАН).

Предварительно было опробовано несколько разных программ обработки космоснимков. При выборе программ учитывались масштаб, степень изученности, особенности строения поверхности рельефа, физико-географические, геологи-

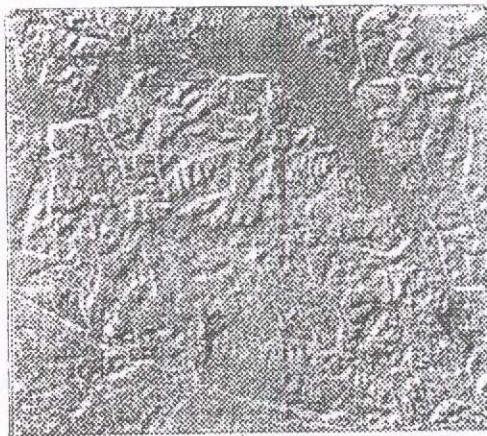
ческие и металлогенические характеристики. Кроме того, специально подбирались те программы, которые наиболее удачно могли отразить все рудоконтролирующие факторы.

Дешифрирование проводилось на компьютере Pentium (100 МГц, RAM-32 Мб, HDD 1,5 Гб, видеокarte 1 Мб) по черно-белым космоснимкам. Один из них, в широкой зоне спектра в масштабе 1:268 000 с разрешением 5 м, использовался в качестве основы для дешифрирования площади всего района. Другие снимки, с разрешением 10 м (в трех диапазонах), увеличенные до масштаба 1:200 000, использовались для выявления различных деталей, не проявленных на снимке более высокого разрешения.

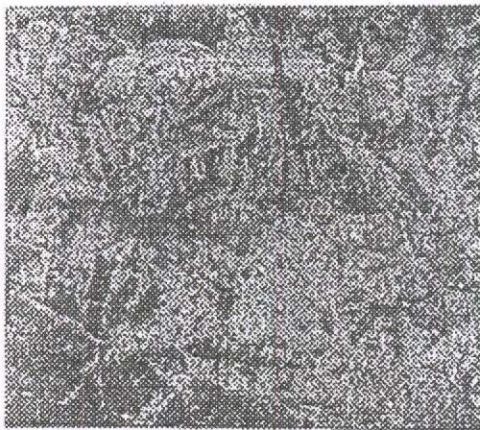
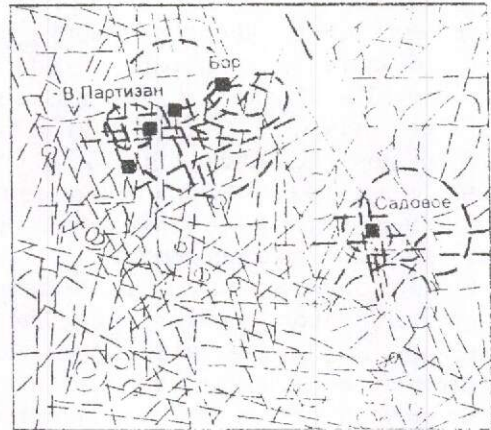
На рис. 1 показано, как различаются результаты дешифрирования космоснимков, полученных изменением контраста яркости изображения. На примере участка, расположенного в излучине реки Рудной, видно, какую богатую информацию можно получить с одного снимка, используя только один показатель компьютерной трансформации. На рис. 1, А, Б, В выделяются переплетения многочисленных линейных элементов дешифрирования, находящихся в сложных взаимосвязях. Некоторые элементы, дешифрированные на этих трех схемах, совпадают, другие дополняют друг друга, третьи проявляются автономно. Наибольшая концентрация линейных элементов отмечается на рис. 1, А. Здесь хорошо представлено наибольшее количество кольцевых элементов разного размера, выделяются сгущения линейных элементов почти всех простираний, однако доминируют линейные зоны северо-западного и широтного простираний. Пояса, составленные линейными элементами других простираний, представлены лишь фрагментарно.

На рис. 1, Б многие линейные элементы совместимы с намеченными на рис. 1, А. Более четко представлены линейные штриховые элементы северо-западного и северо-восточного простираний.

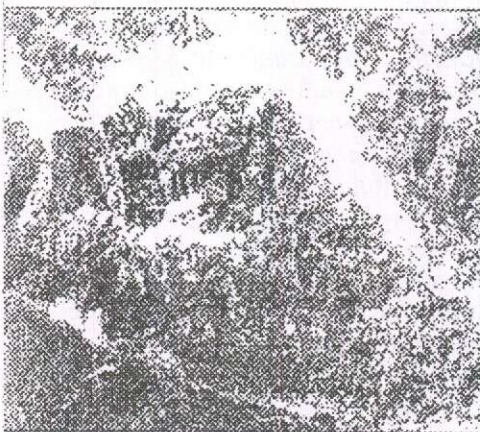
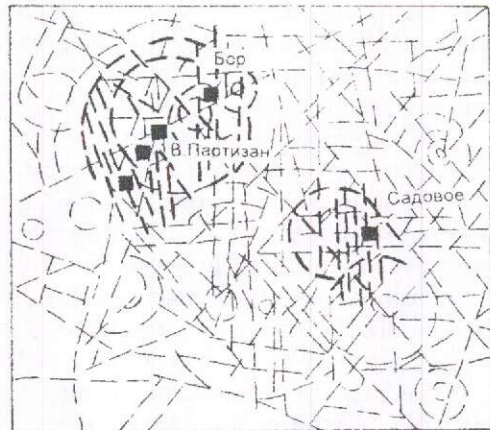
На рис. 1, В доминируют линейные элементы меридионального простирания, которые на предыдущих схемах едва на-



А



Б



В

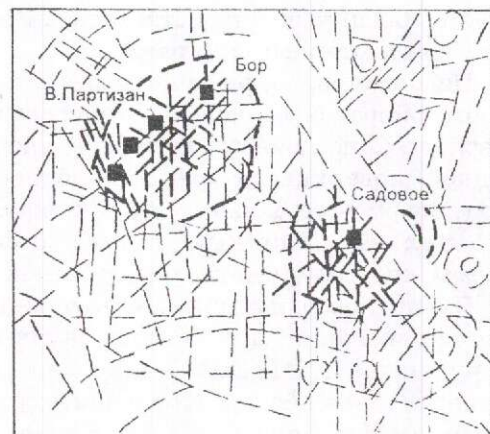


Рис. 1. Схемы дешифрирования, полученные при изменении контраста яркости изображения снимка (А, Б, В).

1 — элементы дешифрирования; 2 — месторождения и рудопроявления.

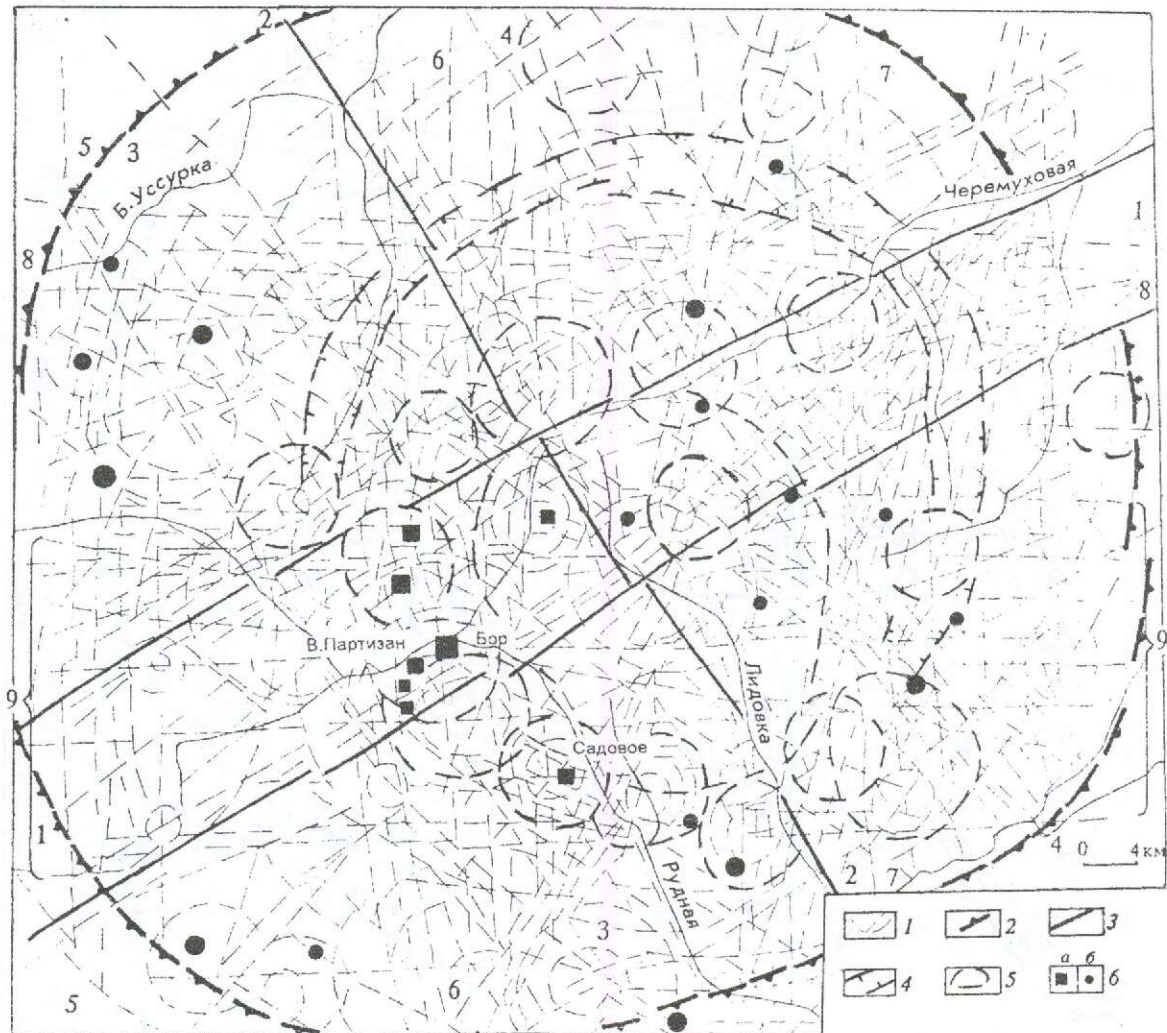


Рис. 2. Обобщенная схема результатов компьютерного дешифрирования и морфоструктурного анализа.

1 — элементы дешифрирования; 2 — границы Дальнегорской овальной структуры; 3 — основные радиальные дислокации; 4 — дуговая депрессионная зона; 5 — дочерние кольцевые сооружения; 6 — месторождения и рудопоявления: а — скарново-полиметаллические, б — оловорудные и золоторудные.

мечены. Элементы округлых структур проявлены только вдоль долины реки Рудной. Таким образом, полученная дешифрировочная информация как бы дополняется и уточняется при изменении степени яркости изображения снимка.

На рис. 2 изображена схема Дальнегорского района, составленная методом компьютерного дешифрирования нескольких разномасштабных черно-белых снимков. Элементы, скорректированные по результатам морфоструктурного анализа, выделены утолщенной линией.

В рабочую программу послойно вво-

дидились геологическая информация и характеристики современного рельефа. Разные варианты наложения одного слоя на другой позволяли сравнивать данные дешифрирования с фактическим материалом. При наложении слоев использовались результаты послойного дешифрирования разного разрешения, что давало возможность выделять как региональные элементы, так и их внутреннее строение.

Для наибольшей достоверности дешифрирование каждого снимка проводилось в следующей последовательности: дешифрирование черно-белого снимка —

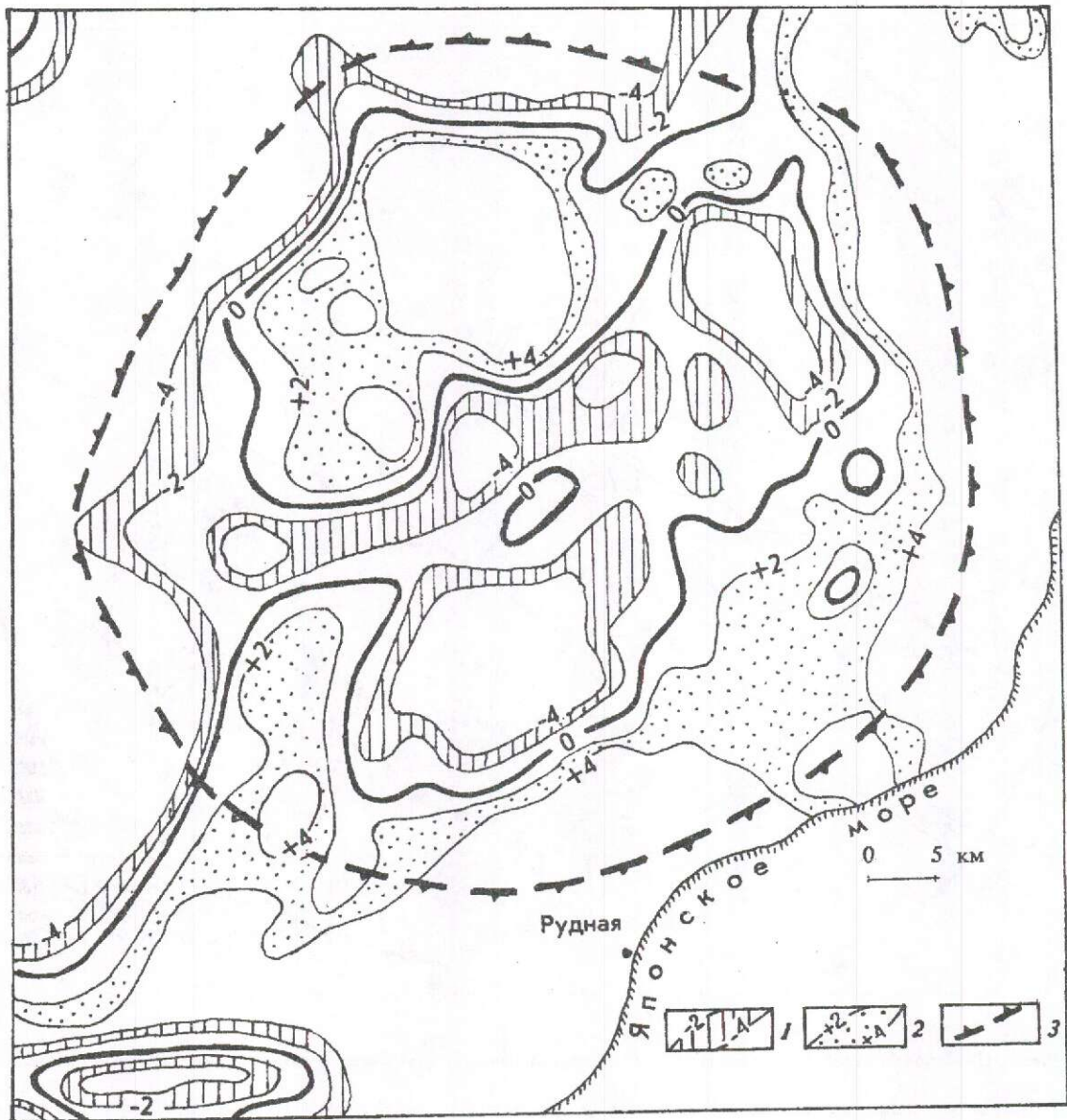


Рис. 3. Схема геофизических аномалий (по В.К.Клюеву, 1982).

1 — поля отрицательных остаточных гравиметрических аномалий; 2 — поля положительных остаточных гравиметрических аномалий; 3 — граница Дальнегорской кольцевой структуры.

дешифрирование его трансформант — дешифрирование с наложением схемы генерализованного рельефа. По мере необходимости проводилась корреляция с векторной геологической картой и отдельными ее компонентами. Таким образом все элементы геологического строения территории, проявленные на поверхности рельефа, выводились на единую поверхность. После

детального послойного дешифрирования и сравнения с геологическими, морфоструктурными и геофизическими данными были составлены результирующие схемы (см. рис. 2 и рис. 3, 4).

Послойная корреляция разного типа структур, полученных в результате дешифрирования космических снимков, с геологическими данными позволила по-

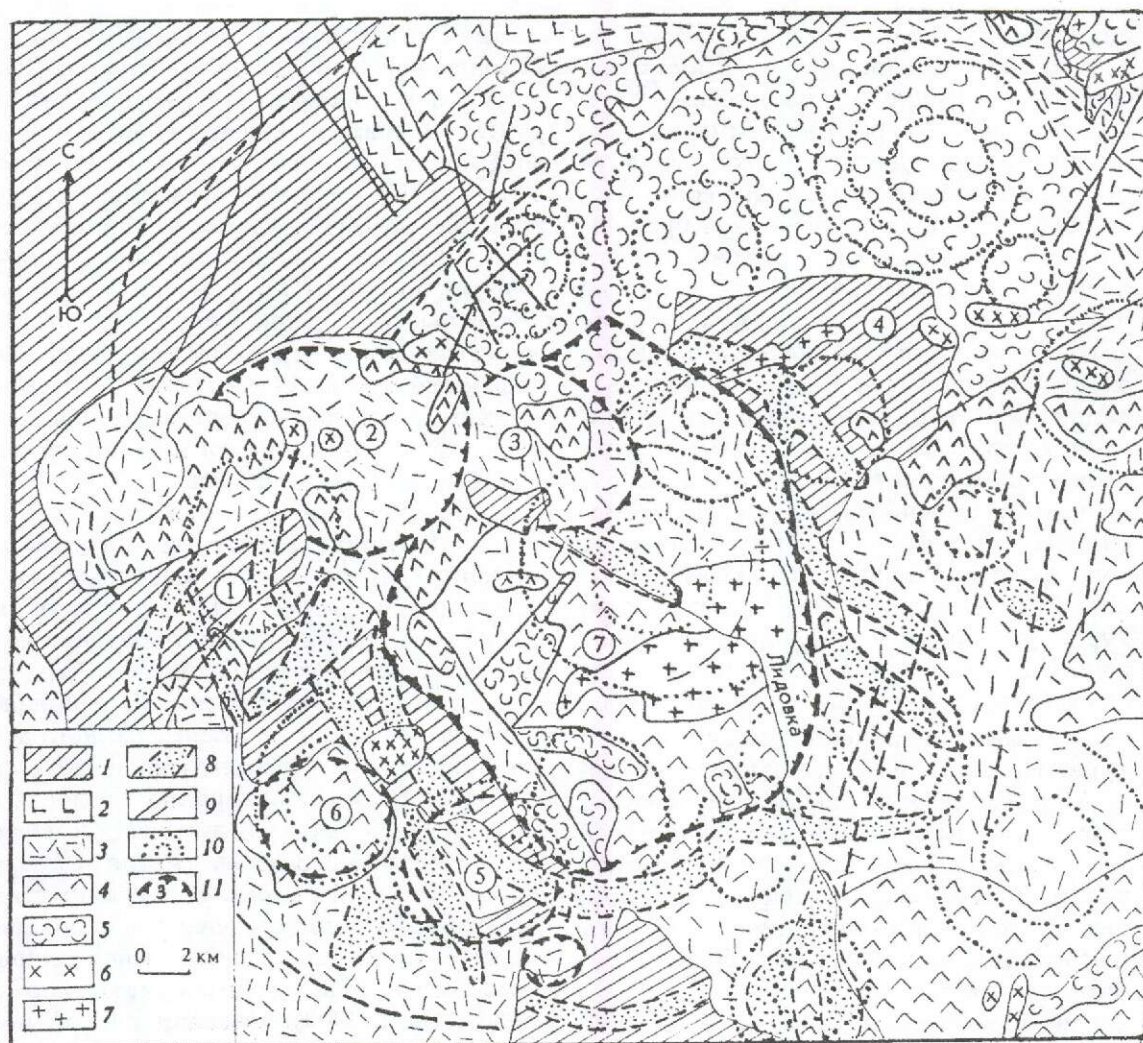


Рис. 4. Геолого-структурная схема Дальнегорского рудного района.

1 — складчатые толщи основания; 2 — андезиты сиванчинской свиты (K_2sn-t); 3 — липариты приморской свиты (K_2sn); 4 — дациты самаргинской свиты (дальнегорский комплекс — P_1d); 5 — липариты богопольской свиты (P_2); 6 — гранитоиды; 7 — гранофиры (P); 8 — пояса даек; 9 — разломы; 10 — дешифрованные линии дислокаций; 11 — очаговые структуры (кальдеры, купольные поднятия и горсты: 1 — Дальнегорский горст, 2 — Николаевская кальдера, 3 — Горбушинский купол, 4 — Лидовский горст, 5 — Садовый купол, 6 — Солонцовая кальдера, 7 — Триключевская кальдера).

новому увидеть строение известного Дальнегорского рудного района [3].

На обобщающей схеме в междуречье Б.Уссурки, Черемуховой, Лидовки и Рудной впервые выделена овальная структура размером 84×92 км, вытянутая в северо-восточном направлении (см. рис. 2). Эта структура, выделяемая на космоснимках, находит отражение на карте остаточных аномалий гравитационного поля (по В.К.Клюеву, 1982 г.) в форме овала, описы-

ваемого поясовыми зонами положительных и отрицательных аномалий (см. рис. 3). Внутреннее строение структуры подчеркивается радиальными и концентрическими дислокациями. Протяженные линейные зоны 1—1 и 2—2 пересекаются в центральной части Дальнегорской овальной структуры и делят ее на ряд блоков, отличающихся гипсометрическими уровнями и характером строения современной поверхности (см. рис. 2). Упо-

мянутые линейные зоны (1—1 и 2—2), по данным В.А.Баскиной [1], контролируют наиболее древние магматические тела Дальнегорского района. Кроме того, общее строение Дальнегорской структуры подчеркивается концентрациями мелких линейных элементов, образующих радиальную систему из девяти лучей, сходящихся в районе верховья реки Ахобе. Эти лучи, шириной до 5 км каждый, выявляются только в пределах овальной структуры. Во внешней и центральной части Дальнегорской структуры отчетливо намечаются дугообразные элементы, концентрически расположенные по отношению к центру. На космоснимках видно, что концентрические зоны часто проходят вдоль дугообразных долин рек. Внутри Дальнегорской структуры дугообразная узкая депрессионная зона и цепочка дочерних кольцевых сооружений вырисовывают овал размером 45 × 30 км. Внутренняя овальная структура, по геологическим данным, сопряжена с вулканоплутоническим центром, образовавшимся здесь в верхнем мелу. В его пределах магматические комплексы расположены зонально (см. рис. 4), причем более древние вулканические серии (дациты дальнегорского комплекса и липариты богопольской свиты) расположены по периферии. В несколько смещенном ядре вулканоплутонического центра расположена Триключевская кальдера диаметром до 15 км в поперечнике. На космоснимках в пределах кальдеры выделяется несколько кольцевых дочерних структур, а в ее центре расположен узел пересечения радиальных зон. Триключевская кальдера сложена вулканиками кислого состава более поздней приморской серии. В пределах кальдеры известны также выходы молодых приморских гранитоидов. С юга и юго-запада кальдера обрамлена поясом фельзитовых даек и штоков. В трех местах к кальдере примыкают блоки выступов складчатого основания: Дальнегорский, Мономаховский, Лидовский. Такое размещение геологических комплексов свидетельствует о развитии здесь купольной структуры, которая была осложнена кальдерной постройкой. Вокруг кальдеры выделена

система сателлитных кольцевых структур диаметром от 5 до 8 км, находящихся в пределах вулканоплутонического центра. Отдельным кольцевым сооружениям соответствуют тектоно-магматические структуры — вулкан Солонцовый, купольные поднятия Садовое, Дальнегорское, Довгалево-Горбушинское. Выделенные при дешифрировании ранее не известные кольцевые структуры также могут представлять собой скрытые тектоно-магматические постройки. В современном рельефе дочерние кольцевые структуры проявляются как поднятия или депрессионные формы.

При изучении линейных зон Дальнегорского рудного района, выявленных с помощью дешифрирования, оказалось, что многие из них совпадают с крупными линейными дислокациями и подтверждаются геологическими данными. Так, в пределах зоны 1—1 (см. рис. 2), выявленной с помощью автоматизированного дешифрирования, расположено несколько дислокаций, по простиранию согласных со складчатостью. Эти дислокации часто сопровождаются зонами смятия и будинажа, сбросо-сдвигами. К зонам смятия часто бывают приурочены углерод-ильменитовые метасоматиты, повышенное количество благородных металлов и рения. Зона 3—3, имеющая поперечное простирание по отношению к складчатости, объединяет несколько выступов (горстов) складчатого основания Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и как бы вычленяет юго-западный сегмент вулканоплутонического центра. В пределах этой горстовой зоны расположены наиболее значительные скарново-полиметаллические месторождения района. Другая зона разломов северо-западного простирания, 4—4, прослеживается через северо-восточную периферию Триключевской кальдеры и сопровождается дайковыми поясами и серией рудопроявлений. Вышеперечисленные линейные зоны (1—1, 3—3, 4—4) проявились почти на всех трансформантах космоснимков. Кроме известных линейных зон диагонального простирания на космоснимках впервые выявлены ортогональные и кососекущие линейные структуры. Ранее

фрагменты некоторых из них были намечены М.С.Гусевым (1975) в пределах Дальнегорского рудного узла. Они определялись концентрациями даек, рудопроявлений, минерализованных площадей, мелких интрузий и жерловых аппаратов. Дополнительно были выделены меридиональные сквозные зоны, прослеживающиеся далеко за пределы Дальнегорского района (5—5, 6—6, 7—7). Наиболее мощная из меридиональных зон имеет ширину до 16 км и проходит через Дальнегорский рудный узел. Из широтных зон наиболее выразительно представлены две. Одна из них (8—8), шириной до 10 км, расположена в северной части овальной структуры; другая (9—9), более мощная, до 35 км по ширине, осложняет почти всю южную часть структуры. Последняя совпадает с крупной Кавалерово-Дальнегорской зоной наибольшей проницаемости пород и играет роль рудоконцентрирующей [5]. На космоснимках выделено также несколько линейных зон север-северо-восточного простирания, мощная зона северо-западного простирания, секущая под острым углом зону 3—3 и ряд кососекущих линейных зон разных простираний. Некоторые из кососекущих и секущих сквозных зон совпадают с лучами упомянутой ранее радиальной системы.

Как уже было отмечено, площадь рудного района совпадает с контурами Дальнегорской овальной структуры. Только теперь стало понятно, что все месторождения и рудопроявления района гармонично связаны с контурами и дислокациями этой овальной структуры (84 × 92 км). Зона интенсивного проявления рудной минерализации совпадает с внутренним овалом, представляющим собой вулканоплутонический центр, внутри которого расположена изометричная «пустая» площадь с ограниченным числом рудопроявлений (площадь Триключевской кальдеры). Рудоносная площадь, обрамляющая кальдеру, имеет зональное строение. Непосредственно к кальдере примыкает сравнительно узкая (2 км) полоса распространения ореолов молибдена и серебра. Здесь же расположено Майское золото-серебряное место-

рождение. На площади вокруг кальдеры выявлены вторичные ореолы свинца, цинка, серебра. На севере и юго-западе к этим ореолам добавляются также ореолы олова [1].

Во внешней зоне рудного овала, по данным аэрогаммаспектральной съемки, обнаружены поля повышенных содержания тория. Местами эти поля сопровождаются участками с повышенными содержаниями урана. Зона радиоактивных аномалий прослеживается и по внешнему обрамлению зоны свинцово-цинковых ореолов, местами совмещаясь с ними. Зона радиоактивных аномалий совпадает с внешней границей общей радиально-концентрической системы. Кроме зонального расположения зон минерализации впервые было установлено, что почти все промышленные месторождения Дальнегорского района (Николаевское, Верхнее, Партизанское, Майское) приурочены к юго-западной части внутреннего овала и расположены в пределах приподнятого сегмента. Контролируется горст поперечными к складчатости разломами северо-западного простирания. Перспективный Дальнегорский рудный узел внутри горста расположен на пересечении мощных ослабленных зон и разломов ортогонального и диагонального простираний. Некоторые из узлов пересечения являются центрами концентрических дочерних структур. Установлена приуроченность известных месторождений к таким узлам (см. рис. 1). Следует также отметить, что все известные месторождения и рудопроявления расположены в пределах лучей наложенной радиальной системы.

На рис. 1 можно видеть строение двух рудных узлов, к одному из которых приурочена группа месторождений Бор-Партизанское, к другому — рудопроявление Садовое. Оба узла расположены в пределах дочерних кольцевых структур, очертания и размеры которых в своей основе сохраняются на представленных схемах, отражающих три варианта яркости изображения (см. рис. 1, А, Б, В), в то время как другие кольцевые сооружения дешифрируются лишь в одном или двух вариантах. Линейные зоны, дешиф-

рируемые в пределах рудных узлов, можно разделить на два типа — региональные и локальные. Разнонаправленные региональные, имеющие значительную протяженность, обычно образуют внутри кольцевых структур узлы пересечения. Локальные, не выходящие за пределы вышеупомянутых кольцевых структур, могут быть расположены в разных частях этих структур. Иногда они осложняют узел, образованный региональными линейными зонами, а иногда расположены автономно. Их простираание часто не соответствует простираанию региональных линейных зон. На космоснимках они обычно представлены концентрациями мелких параллельно расположенных линейных штрихов. Локальные линейные зоны с некоторыми смещениями также дешифрируются на трех вариантах изображений (см. рис. 1, А, Б, В). По опыту изучения многих рудных узлов разных регионов было установлено, что подобные локальные линейные зоны отвечают ослабленным участкам земной поверхности, которые фиксируются разломами фундамента. Последние обычно отличаются высокой степенью проницаемости для разного рода газовых и солевых растворов, влияющих на образование оруденения. Характерный рисунок строения известных рудных узлов, показанных на рис. 1, и в особенности те участки, которые связаны с локальными линейными зонами, можно использовать как эталон при поисках оруденения в Дальнегорском рудном районе. На рис. 1 представлена реконструкция (утолщенный штрих) «тектонического образа» рудных объектов по материалам, полученным с помощью компьютерного дешифрирования.

Подбор данных и послойная компьютерная обработка информации, полученной с космоснимков, позволили расширить возможности прогноза оруденения Дальнегорского рудного района.

Дешифрирование космических снимков прежде всего позволило создать новую структурную основу района, в пределах которой все металлогенические

таксоны получили определенную позицию.

Основная концентрация оруденения связана с вулканоплутоническим центром, причем внутренняя Триключевская кальдера представляет собой слабо минерализованную площадь. Вокруг кальдеры намечается поясовая металлогеническая зональность, причем каждый пояс отличается разной спецификой рудной минерализации. Рудные узлы и поля контролируются сателлитной системой локальных очаговых структур. Важная роль в локализации оруденения принадлежит узлам пересечения линейных ослабленных зон. Месторождения, отличающиеся наибольшими масштабами оруденения, расположены в пределах горстов. Таким образом, несмотря на высокую степень изученности Дальнегорского района, можно считать реальной перспективу открытия новых месторождений на базе вышеупомянутых геолого-структурных критериев, полученных с помощью компьютерного дешифрирования.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 95-05-14735.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. — М.: Наука, 1982.
2. Брилев Ю.Н. Особенности геохимических полей скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного района / Новое в геологии Дальнегорского рудного района. — Владивосток, 1984. С. 46—53.
3. Король Р.В., Журавлев В.Н. Опыт крупномасштабного прогнозирования полиметаллических месторождений в Дальнегорском рудном районе / Новое в геологии Дальнегорского рудного района. — Владивосток, 1981. С. 95—107.
4. Сапожникова Е.Н., Пустов Ю.К. Структура Дальнегорского рудного узла — основа для восстановления его модели строения в период рудообразования // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 69—79.
5. Тектоно-магматические факторы концентрации оруденения (под ред. М.А.Фаворской). — М.: Наука, 1988.
6. Формации предорогенного тектонического режима Дальнегорского района Приморья / Авторы: И.Н.Томсон, О.П.Полякова, В.А.Баскина, В.П.Полохов // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 5. С. 669—671.

Kochneva N.T., Tomson I.N., Belov R.A.

Structure of the Dalnegorsky ore district as revealed from computer-aided spacecraft-borne imagery interpretation data

Orogenic structure of the Dalnegorsky ore district situated at the intersection of diversely oriented through-passing fracture zones has been elucidated based on computer-aided spacecraft-borne imagery interpretation. An oval-shaped dome structure complicated by the Triklyuchevskaya caldera has been identified. This structure encloses a Cretaceous volcano-plutonic centre and the whole area of the ore district in question, with numerous mineral deposits and ore occurrences. Ore nodes and fields are controlled by the satellite system of local chamber structures framing the internal Triklyuchevskaya caldera.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.412:552.323.1(571.65)

© Д.И.Колесников, М.И.Розинов, Н.Г.Шатков, 1998

МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ И СЕРЕБРЯНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ

Д.И.Колесников, М.И.Розинов, Н.Г.Шатков (ВСЕГЕИ)

На месторождении Дукат риолиты преобразованы в альбит-гидрослюдистые и кварц-гидрослюдистые метасоматиты с отложением кварц-хлорит-сульфидных, кварц-адуляровых и более поздних кварц-родохрозитовых серебряносодержащих руд. После завершения формирования серебряных руд произошло внедрение гранитов. С ним связаны контактовый метаморфизм рудовмещающих риолитов: мусковитизация и турмалинизация метасоматических пород и руд, проявление редкометальной минерализации, а также скарнирование родохрозитовых руд с преобразованием их в родонитовые агрегаты.

Месторождение Дукат размещается в нижнемеловой риолитовой толще, интрузивной на глубине верхнемеловым пластовым телом гранитов. Это обстоятельство осложняет определение возраста оруденения и природы рудоформирующей системы. Авторы исследовали последовательность появления в рудовмещающей вулканической толще метасоматических минеральных ассоциаций, которые сопутствовали стадийному развитию рудоотложения, и их соотношение с контактово-метаморфическими минеральными парагенезисами, возникшими в риолитах под тепловым воздействием гранитной интрузии. Результатом этого исследования стал вывод о контактовом метаморфизме околорудных метасоматически преобразованных риолитов и о догранитном вулканогенном происхождении серебряного оруденения.

Месторождение Дукат расположено в Балыгычано-Сугойском рифтогенном прогибе и локализовано в пределах купольной структуры [4, 6, 10]. В центральной части этой структуры площадью 30—40 км² на складчатом основании триаса (Тз) залегает вулканическая толща мощностью до 1300 м, выделяемая в аскольдинскую свиту (К₁). Она сложена

покровами риолитов, горизонтами осадочных пород, субвулканическими и экстрезивными телами (рис. 1). Вулканические образования перекрываются угленосными осадочными отложениями омсукчанской свиты (К₁). По периферии купола нижнемеловые вулканические образования выклиниваются. На погруженном складчатом основании залегают нижнемеловые осадочные породы, покровы андезитов, дацитов таватумской свиты (К_{1—2}), риодациты, риолиты наязанской свиты (К₂). Подводящими каналами покровов служат субвулканические тела, экструзии, дайки, образующие концентрическое окаймление купольной структуры.

Интрузивный магматизм представлен в основном двумя фазами. К ранней фазе (К_{1—2}) относятся тела диоритов, гранодиоритов, адамеллитов. Диориты на отдельных участках обнажаются на поверхности, прорывая отложения омсукчанской свиты. К поздней интрузивной фазе (К₂) отнесены мелкозернистые и порфириовидные лейкократовые граниты. Они вскрыты структурными скважинами повсеместно по субширотному разрезу через купольную структуру на глубине 1000—1300 м от поверхности. Магмати-

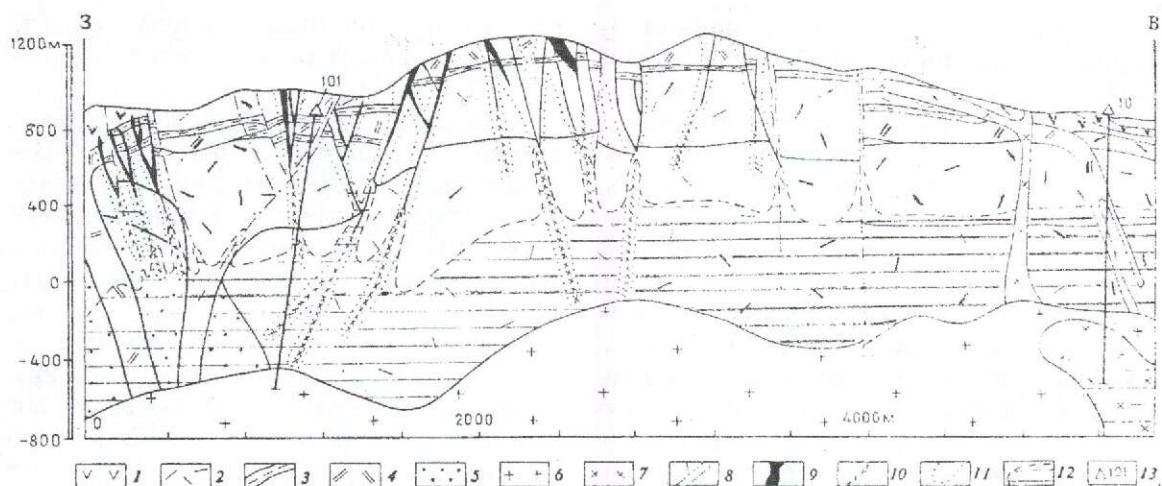


Рис. 1. Схематический геологический разрез рудного поля Дукат, по материалам И.С.Раевской и А.И.Калинина с дополнениями авторов.

1 — конгломераты, песчаники, андезиты, их туфы таватумской свиты, К₁₋₂; породы аскольдинской свиты, К₁; 2 — полифировые и олигофировые риолиты, 3 — алевролиты, песчаники, 4 — афировые риолиты, 5 — алевролиты, песчаники, гравелиты, Т₃; 6 — граниты, К₂; 7 — диориты, кварцевые диориты, адамеллиты, К₁₋₂; 8 — тектонические нарушения; 9 — рудные тела; 10 — зоны прожилкования; 11 — околорудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты; 12 — роговики андалузит-полевошпатовой, гранит-биотитовой, биотитовой фаций; 13 — структурные скважины.

ческая деятельность завершилась в конце мела внедрением даек андезитобазальтов.

Оруденение сосредоточено в жильных телах и зонах, приуроченных к крутопадающим разрывным нарушениям в верхней части аскольдинской вулканической толщи (см. рис. 1). Выделяются три главных рудных стадии: кварц-хлорит-сульфидная (меньше 1 % запасов, Ag/Au 1:2000), кварц-адуляровая и кварц-адуляр-родонит-родохрозитовая (соотношение запасов 1:1, Ag/Au 340 и 550, соответственно) [7, 4, 6].

К послепродуктивным относятся стадии формирования кварц-турмалиновых (с альбитом, шеелитом, касситеритом), кварц-родохрозитовых (с клейофаном, галенитом), флюоритовых и кварцевых жил и прожилков.

Минеральный состав руд описан детально И.С.Раевской [7, 4], Н.Е.Савва [10]. Мы сосредоточим внимание на характеристике жильного материала главных стадий, исследование которого позволяет получить дополнительную информацию о стадийности рудоотложения и эпигенетических преобразованиях руд.

Образования **кварц-хлорит-сульфидной** стадии формируют жильные тела массивной, реже полосчатой и коркардовой текстур. Они состоят преимущественно из мелко- и среднезернистого кварца; второстепенные минералы представлены хлоритом, адуляром, гидрослюдой. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит — обычно образуют неравномерную вкрапленность в количестве первых процентов, реже слагают самостоятельные жилы массивного строения.

Рудные тела **кварц-адуляровой** стадии обычно представлены стволковыми жилами с широким проявлением в околорудном пространстве зон расланцевания, взрывных брекчий, туффизитов. Жильные породы имеют светло-серую окраску, мелко- и среднезернистое, иногда крупнозернистое сложение. Для верхних частей жил характерно фестончатополосчатое строение, обусловленное чередованием полос кварц-хлоритового состава с кварц-адуляровыми и адуляровыми полосами. Последние приурочены к зальбандам жил и состоят из идиоморфных кристаллов размером до 1 см. Руд-

ные минералы образуют неравномерную вкрапленность в кварц-хлоритовом агрегате. Наибольшим распространением пользуются галенит, сфалерит, халькопирит, реже аргентит. По падению жильных тел количество адуляра сокращается, и в строении жил начинают преобладать кварц, хлорит и сульфиды свинца, цинка.

Кварц-адуляр-родохрозит-родонитовая минеральная ассоциация, характерная для руд наиболее поздней из продуктивных стадий, не является первичной. Собственно гидротермальную третью стадию определяет кварц-родохрозитовая ассоциация. Она выделена нами на основании изучения жильного материала рудных зон северо-западного (зоны VIII, XIII, XVI, XXXVIII) и меридионального (I, XV) направлений. Строение стволочных жил в этих зонах сложное: в них по падению и простиранию различаются участки, сложенные существенно кварцевой, кварц-адулярной и кварц-адуляр-родонит-родохрозитовой ассоциациями. Подобное строение исследователями рассматривается как фациальная зональность рудных тел [7] или как особенность сочленения тел, ориентированных в меридиональном (собственно кварц-адулярные тела, например, в зоне I) и северо-западном (кварц-адуляр-родонит-родохрозитовые тела) направлениях. Наши наблюдения показали, что во всех изученных рудных зонах кварц-родохрозитовая жильная ассоциация развивается по кварц-адулярной. Последняя составляет основу руд брекчиевидной текстуры, инъецированных по трещинам и границам зерен мелкозернистым кварцем и родохрозитом в различных количественных соотношениях. При этом ранние крупнозернистые фазы кварца и адуляра интенсивно раздроблены. Текстуры собственно кварц-родохрозитовых жил обычно полосчатые. Сложены они мелкозернистым кварцем аллотриоморфнозернистой структуры и массами мелкозернистого родохрозита, тяготеющими к центральной части жил. К границам существенно кварцевых и родохрозитовых полос приурочена руд-

ная минерализация, представленная, главным образом, галенитом и сфалеритом.

Жильные тела кварц-хлорит-сульфидной и кварц-адулярной стадий сопровождаются ореолами сингенетических околожильных кварц-гидрослюдистых изменений вмещающих пород. Кварц-родохрозитовые жилы накладываются на ореолы кварц-гидрослюдистых изменений; связанные с их формированием окolorудные преобразования пород практически не выражены. Они проявлены лишь окварцеванием на расстоянии нескольких миллиметров от границ жил.

Минералообразование кварц-хлорит-сульфидной стадии осуществлялось, по данным гомогенизации газожидких включений в кварце, при температуре 395—240°C, для сфалерита определена температура в 320—315°C [5, 9]. Минералообразующие растворы имели хлоридно-натрий-калиевый состав, рН 6,3—7,0. Жильные минералы кварц-адулярной стадии кристаллизовались из растворов, близких по составу (хлоридно-калий-натриевых, рН 6,9—7,4) и температуре (385—260°C по кварцу), но их отличает наличие газовых и существенно газовых включений. Температура осаждения жильных минералов кварц-родохрозитовой стадии составила 240—50°C [1].

На рудном поле пройдено большое количество разведочных и ряд структурных скважин глубиной до 1,5 км (рис. 2). Возможность опробования материала на столь значительную глубину позволяет составить представление об окolorудном пространстве, точнее, о его собственно окolorудной (приповерхностной) и подрудной, более обширной (глубинной) частях.

На основании детального изучения шлифов в сочетании с микронзондовым и рентгеноструктурным исследованиями образцов по всему разрезу вулканической толщи осуществлена диагностика вторичных минеральных фаз, установлены их структурные взаимоотношения и выявлены устойчивые минеральные парагенезисы. По наблюдени-

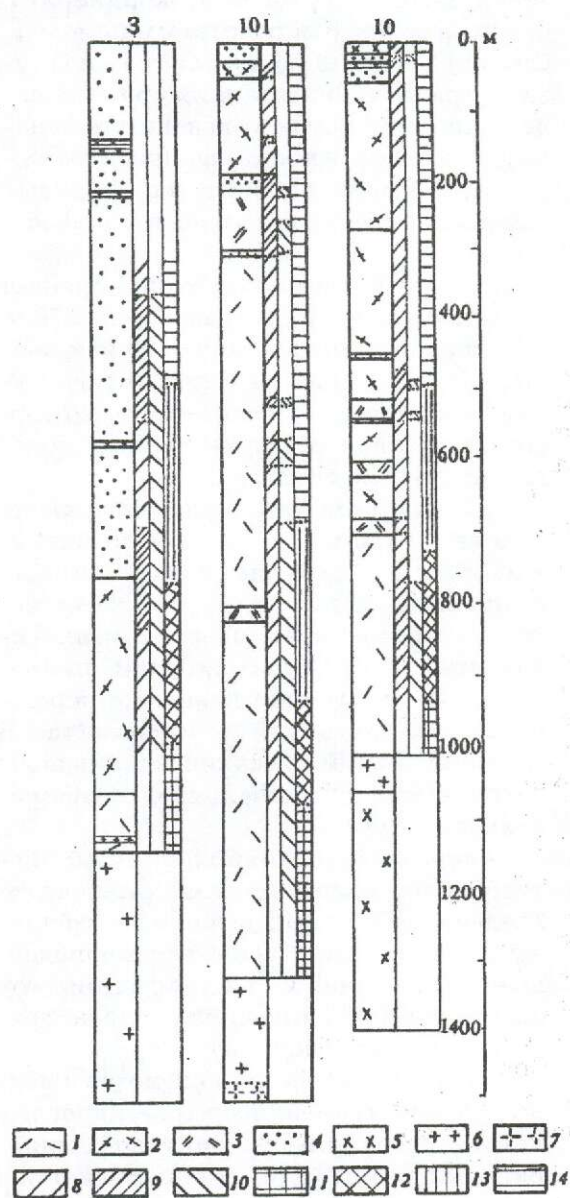


Рис. 2. Опорные разрезы рудного поля Дукал по структурным скважинам.

Риолиты: 1 — полифировые, 2 — олигофировые, 3 — афировые; 4 — алевролиты, песчаники; 5 — диориты, кварцевые диориты, адамеллиты; лейкократовые граниты: 6 — мелко-, равномернозернистые, 7 — порфировидные; стадии эпигенетических изменений и минеральные ассоциации: гидрослюдизация: 8 — хлорит-альбит-гидрослюдистая, 9 — кварц-гидрослюдистая; мусковитизация: 10 — кварц-мусковитовая; ороговикование: 11 — андалузит-полевошпатовая, 12 — гранат-биотитовая, 13 — биотитовая, 14 — эпидот-хлоритовая. Скважина 3 пройдена на участке Начальный в 1,5 км за левой (западной) рамкой рисунка 1.

ям фактов их пересечений и замещений воссоздана последовательность формирования и определены масштабы пространственного распространения. В результате исследования намечено пять последовательных стадий эпигенетических преобразований вулканических пород: гидрослюдизация, мусковитизация, ороговикование, турмалинизация, хлоритизация.

Гидрослюдизация представлена двумя минеральными ассоциациями: хлорит-альбит-гидрослюдистой и кварц-гидрослюдистой. Развитие первой из них по риолитам выражается в замещении биотита хлоритом, деанортитизации плагиоклаза и частичном его замещении гидрослюдой, кварцем, появлении пертитов распада и замещения в полевом шпате. При таких изменениях в породах сохраняется флюидальная текстура, полифировая и олигофировая структура. Подобные изменения распространены практически повсеместно по разрезу вулканической толщи и в пределах рудного поля. Развитие кварц-гидрослюдистой ассоциации приводит к стиранию первичных текстур и структур риолитов, полному замещению вкрапленников полевых шпатов кварцем и гидрослюдой. На верхних горизонтах месторождения кварц-гидрослюдистые метасоматиты в виде линейных зон оконтуривают рудные тела кварц-хлорит-сульфидной и кварц-адуляровой стадий, достигая мощности 200—300 м. С глубиной их мощность резко сокращается. В нижней части разреза метасоматиты вмещают многочисленные субмиллиметровые прожилки кварц-адулярового и кварц-хлорит-гидрослюдистого состава. Отмечены случаи пересечения кварц-хлорит-сульфидных прожилков кварц-адуляровыми. До глубины около 800 м от поверхности (скв. 101) в них постоянно присутствует вкрапленность галенита и сфалерита. Самостоятельные минеральные фазы серебра не встречены. Гидрослюдизация наложена также на осадочные породы омсукчанской свиты.

Мусковитизация характеризуется преобладанием кварц-мусковитового

(серицитового) минерального парагенезиса, включающего также альбит, апатит, циркон. Ореолы мусковитизации с содержанием мусковита более 5 % на нижних горизонтах занимают значительные интервалы, максимально проявляясь в зонах предшествующих кварц-гидрослюдистых изменений, а на более высоких горизонтах ограничены этими зонами. Для выделения самостоятельной стадии изменений опорными явились факты замещения хлорита в кварц-хлорит-гидрослюдистых (с сульфидами) и кварц-адуляровых прожилках мусковитом, дробления кристаллов кварца с развитием по трещинам мономинеральных мусковитовых прожилков. В гидрослюдизированной основной массе выделения гидрослюды размером в первые микрометры перекристаллизованы в более крупные (0,01—0,1 мм) чешуйки мусковита. Характерны локальные шлироподобные участки еще более значительного укрупнения зерен мусковита и кварца, обогащенные апатитом и цирконом. Во внешних частях ореолов мусковитизации увеличивается количество новообразований альбита — до первых процентов. С ореолами мусковитизации связаны прожилки альбит-мусковит-кварцевого состава с апатитом, цирконом, арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, пирротинном. Мусковитизация прослеживается также в осадочных породах омсукчанской свиты, особенно в крупнозернистых разновидностях и в телах диоритов.

Ороговикование вулканических пород вызвано интенсивным температурным воздействием со стороны гранитной интрузии. От кровли интрузии прослеживается последовательная смена четырех минеральных ассоциаций, отвечающих различным фациям контактового метаморфизма: андалузит-полевошпатовой, гранат-биотитовой, биотитовой и хлоритовой.

Андалузит-полевошпатовая фация распространена от кровли интрузии вверх на 260 м. Основная масса пород приобретает при перекристаллизации гранобластовую, лепидогранобластовую структуру и состоит из мозаичных

зерен кварца, ортоклаза, кордиерита, биотита, а также магнетита и ильменита. Она включает порфиробласты андалузита, граната, биотита и их сростки, содержащие пирротин, халькопирит, монацит, ксенотим. Иногда различаются реликты резорбированных порфирировых выделений кварца и калиевого полевого шпата.

Гранат-биотитовая фация сменяет предыдущую вверх по разрезу до 370 м. Она характеризуется присутствием порфиробластов граната спессартин-альмандинового ряда и железистого биотита, которые иногда образуют изометричные или послонные скопления.

Биотитовая фация распространена еще выше (до 650 м) от кровли интрузии. Ей свойственны изометричные скопления мелкочешуйчатого железистого биотита со сфеном, ортитом, апатитом, цирконом, халькопиритом, пирротинном. Встречаются одиночные порфиробласты андалузита и граната. В границах фации вулканические породы сохраняют первоначальную порфирировую структуру.

Хлоритовая фация следует за биотитовой на более высоких горизонтах. Железистый хлорит выполняет трещины в породе или образует шлироподобные скопления. С ним ассоциируют кварц, эпидот, клиноцоизит, сфен, гранат, пирит, арсенопирит.

Ороговикование наложено на ареалы распространения кварц-гидрослюдистой и кварц-мусковитовой минеральных ассоциаций, что проявляется в развитии порфиробластов биотита и граната. В области распространения андалузит-полевошпатовых роговиков различаются осветленные участки линейной формы с размытыми границами, сложенные кварцем и калиевым полевым шпатом, замещаемым гранатом. Подобные участки сопоставимы с кварц-адуляровыми прожилками, однако галенит-сфалеритовая минерализация в них отсутствует. Она сохраняется в составе кварц-адуляровых прожилков в области распространения биотитовых роговиков. При этом в зернах жильных минералов отмечаются

прорастания граната, биотита, а также турмалина, ортита, флюорита. Наряду с общей вертикальной зональностью контактно-метаморфических изменений отмечается распространение типовых минеральных ассоциаций, в частности, андалузит- и гранатсодержащих, вдоль крутопадающих зон предшествующих кварц-гидрослюдистых изменений на приповерхностном и поверхностном уровнях, включая нижние горизонты ом-сукчанской свиты.

Ороговикование (биотитизации) подверглись и тела диоритов. Метаморфическое изменение распространенных на глубине адаметлитов выразилось в амфиболитизации и биотитизации, появлении порфиробластов калиевого полевого шпата с симплектитовыми вростками кварца, а также в отжиге кварца, приведшем к исчезновению мозаичного погасания.

Турмалинизация локально развивается в микротрещинах по всему разрезу вулканических пород вплоть до контакта с гранитами. В сростании с турмалином находятся зерна халькопирита и пирротина. Отмечены альбит-турмалин-кварцевые прожилки с цирконом. В таких прожилках Н.П.Варгунина и Н.И.Андрусенко [3] наблюдали мелкие выделения касситерита, шеелита. Турмалинизация отчетливо наложена на контактно-метаморфизованные породы всех фаций.

Хлоритизация, завершающая последовательный ряд изменений, проявлена в замещении метаморфогенного биотита хлоритом. При этом хлорит содержит микровключения флюорита. Прожилки хлорита прослежены и в гранитах.

По характеру изменений пород близким его аналогом можно считать термальное поле Салтон Си в Калифорнии, в пределах которого установлена вертикальная зональность минеральных ассоциаций, отражающая быстрое нарастание температуры с глубиной. Согласно оценкам С.Д.Макдоуэлла и У.А.Элдерса [11], последовательная смена минеральных ассоциаций с глубиной контролируется следующими значениями температуры: гидрослюдистой (смешаннослой-

ных силикатов) — до 29°C, мусковитовой — 290—340°C, биотитовой — выше 325°C, гранат-биотитовой — выше 360°C. Устойчивость хлоритовой ассоциации задается интервалом 190—325°C.

Наиболее высокотемпературная, полевошпатовая изографа в роговиках определяется значениями температуры в 550—600°C и флюидного давления в 1 кбар [8]. Температура кристаллизации турмалина в кварц-турмалиновых прожилках составляет 430—490°C [3].

Руды всех перечисленных выше типов локально мусковитизированы, ороговикованы и скарнированы. Максимально эти изменения проявлены в жильных телах северо-западной ориентации.

Мусковитизация при наложении на кварц-сульфидные жилы проявляется в развитии мусковита по хлориту и сопровождается кристаллизацией апатита. Чешуйки мусковита развиваются по адуляру и по родохрозиту в жилах продуктивных стадий.

Ороговикование фиксируется по замещению мусковита биотитом. Более высокая степень метаморфизма проявляется в прорастании адуляра гранатом, распространении в рудах на приповерхностных горизонтах андалузит- и гранатсодержащих ассоциаций.

Скарнированию подвергаются тела кварц-родохрозитовой ассоциации. В последних происходит частичная или полная перекристаллизация родохрозита в родонит. При частичной перекристаллизации мелкозернистые кристаллы родонита отчетливо рассекают ранее образовавшиеся чешуи мусковита и биотита. Полная перекристаллизация сопровождается укрупнением зерен кварца и родонита, причем последний образует лучистые агрегаты из зерен размером до первых миллиметров. Сопутствующими минералами являются гранат, альбит (до 10 % площади шлифа), реже эпидот, хлорит, а также пироксен, гельвин [7], аксинит [2]. А.А.Сидоров и другие исследователи [10] приводят факты наложения высокотемпературного процесса на ранее

сформировавшиеся рудные минералы: образование акантитовых кайм по периферии серебряносодержащих сульфидов, укрупнение мельчайших включений самородного серебра и кюстелита в сульфидах, разложение сурьмяно-серебряных сульфосолей серебра с образованием акантита и самородного серебра, частичная перекристаллизация сульфидов свинца и цинка с образованием мало-железистого клейофана и не содержащего серебра галенита, появление примеси олова в пирите, галените и сфалерите поздних генераций. Скарнированные руды рассекаются кварц-турмалиновыми прожилками с редкометальной минерализацией.

Режим минералообразования скарноидного этапа изучен наиболее полно. В гранате установлены три типа включений: газовой-жидкие, жидко-газовые и газовые с преобразованием двух последних [3]. Температура гомогенизации жидко-газовых включений составила 520—490°C, газовой-жидких — 390—370°C. В аксините аналогичные включения гомогенизировались при 490—320°C, а в кварце, ассоциирующем с эпидотом, при 350—205°C. Результаты анализа водных вытяжек из родонита и кварца позволяют отнести минералообразующие растворы к хлоридно-гидрокарбонатно-натриевому типу с рН 7,4—7,7 [5].

В кварц-турмалиновых прожилках, рассекающих скарны, температура гомогенизации газовой-жидких включений в турмалине составляет 490—430°C.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

интенсивная околорудная гидрослюдизация рудовмещающих риолитов отвечает деятельности собственно вулканогенной гидротермальной системы, циркуляция которой внутри обводненной вулканической толщи происходила в расколах осевой части купольной структуры и способствовала осаждению вдоль них серебряной минерализации; контактовый метаморфизм риолитов под тепловым влиянием гранитной интрузии привел к обезвоживанию и консолидации вулканической толщи и

вырождению равновесной с ней гидротермальной системы. Проникновение через консолидированную вулканическую толщу высокотемпературных плутоногенных флюидов вызывало родонитизацию родохрозитовых серебряных руд и способствовало формированию на верхних горизонтах редкометальной минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусенко Н.И. Температурная зональность золото-серебряных месторождений // Сов. геология. 1978. № 6. С. 48—59.
2. Варгунина Н.П. Поисковая минералого-геохимическая модель полиформационного золото-серебряного месторождения // Сов. геология. 1989. № 3. С. 45—54.
3. Варгунина Н.П., Андрусенко Н.И. Минералого-геохимические особенности полигенного золото-серебряного месторождения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 2. С. 419—423.
4. Геологическое строение Дукатского месторождения / Авторы: В.Е.Наталенко, А.И.Калинин, И.С.Раевская и др. / Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев-Вост. СССР. — Магадан: Магадан. книжн. изд-во, 1980. Вып. 25. С. 61—73.
5. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканических поясах. — М.: Наука, 1983.
6. Золото-серебряное месторождение Дука (Россия) / Авторы: М.М.Константинов, А.И.Калинин, В.Е.Наталенко и др. // Геология руд месторождений. 1995. Т. 37. № 4. С. 317—334.
7. Раевская И.С., Калинин А.И., Наталенко В.Е. О стадийности и этапности минералообразования на золото-серебряном месторождении / Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев-Вост. СССР. — Магадан: Магадан. книжн. изд-во, 1977. Вып. 23. Кн. 1. С. 149—155.
8. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. — М.: Недра, 1970.
9. Реовенация золото-серебряного оруденения вулканогенного месторождения Дука (по результатам исследований флюидных включений) / Авторы: Ю.С.Берман, В.Ю.Прокофьев, С.В.Козеренко и др. // Геохимия. 1993. № 4. С. 539—548.
10. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений) / Авторы: А.А.Сидоров, М.М.Константинов, Р.А.Еремин и др. — М.: Наука, 1989.
11. Mc Dowell S.D., Elders W.A. Allogenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California // American Mineralogist. 1983. V. 68. № 11—12. P. 1146—1159.

Kolesnikov D.I., Rozinov M.I., Shatkov N.G.

Metamorphism of volcanic-hosted silver ores at the Dukat deposit

Rhyolites of the Dukat deposit underwent an alteration into albite-hydromicaceous and quartz-hydromicaceous metasomatites, and quartz-chlorite-sulfide, quartz-adularia and later quartz-rhodochrosite silver-containing ores were formed. Upon the completion of silver ore formation, granites were intruded. This process gave rise to contact metamorphic alterations of ore-hosting rhyolites, including muscovitization and tourmalinization of metasomatic rocks and ores, formation of rare metal mineralization, and skarnation of rhodochrosite ores, the latter having been transformed to rhodonite aggregates.

УДК 553.441.07:552.3

© П.Г.Кучеровский, В.И.Кукшев, 1998

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЧБУЛАКСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

П.Г.Кучеровский, В.И.Кукшев (ЦНИГРИ МПР России)

Исследованы закономерности распределения содержаний золота в окколорудных метасоматитах месторождений Кочбулакского рудного поля. Сделан вывод о существенной роли в рудах золота, заимствованного при рудогенезе из вмещающих вулканогенных пород.

Золотое и золото-серебряное оруденение Кочбулакской вулканотектонической структуры (ВТС) локализовано в верхнепалеозойских (С₂—3) слабо дислоцированных толщах андезито-дацитового состава, синвулканические элементы рудовмещающих структур которых лишь в небольшой степени искажены позднейшими тектоническими преобразованиями, что позволяет уточнить ряд специфических особенностей синвулканического рудообразования [2]. Основной морфоструктурной разновидностью руд являются компактные секущие зоны прожилково-жильного и прожилково-вкрапленного кварц-полисульфидного оруденения, контролируемые синвулканическими разрывными нарушениями, ограничивающими выступы и впадины палеовулканического рельефа.

Проведенные нами исследования по-

казали, что в пределах ВТС повторяемость оруденения, размещенного на разных уровнях разреза, хорошо согласуется со стадийностью развития андезито-дацитового вулканизма. Околорудные изменения изверженных пород среднего и кислого состава в рассматриваемом случае выражаются в образовании кварц-серицитовых или кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов, иногда с заметной примесью хлорита и, как правило, включающих вкрапленность пирита. Процесс преобразования рудовмещающих пород выразился в развитии ореола метасоматитов, в котором относительно крутопадающего прожилково-жильного рудного тела можно выделить три зоны: внутреннюю — кварц-пиритовых и кварц-серицит-пиритовых метасоматитов (мощность в первые метры, местами до 10—15 м);

1. Особенности химического состава рудовмещающих андезитов-дацитов Кочбулакской ВТС, измененных в процессе околорудного метасоматоза

Зона преобразований	Количество проб	Содержание породообразующих оксидов, %									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Внешняя	25	61,67	0,48	16,15	3,36	1,50	0,14	1,96	3,83	2,96	4,25
Промежуточная	19	60,84	0,29	16,30	3,45	1,21	0,10	2,30	2,98	2,09	4,00
Внутренняя	15	67,79	0,52	17,30	2,00	0,90	0,20	1,00	0,88	0,57	5,54

промежуточную — метасоматитов и метасоматически преобразованных пород серицит-карбонат-кварцевого, серицит-хлорит-карбонат-кварцевого состава, иногда с вкрапленностью пирита (мощность в первые десятки метров); внешнюю — относительно малоизмененных пород (мощность до 250—300 м).

Характерной особенностью внешней зоны является частичное замещение темноцветных минералов новообразованиями хлорита (пеннина), гидрослюд, иногда рутила. Разрушение плагиоклаза сопровождалось образованием микробосложений кварца, карбоната, гидрослюда.

Таким образом, процесс изменения пород во внешней зоне, по-видимому, характеризовался частичным выносом главным образом натрия. Остальные породообразующие компоненты, скорее всего, не претерпев значительных перемещений, входят в состав новообразованных кварца, гидрослюда, карбоната, полевого шпата, хлорита. Новообразованные минералы развиты в форме псевдоморфоз по первичным минералам, редко образуют тонкие прожилки, как правило, согласные или субсогласные первичным текстурным элементам пород (флюидальности и др.). Доля новообразований составляет не более 5—10 % объема рассмотренных агрегатов.

Промежуточная зона характеризуется значительно более высокой степенью преобразованности пород. Доля новообразований составляет не менее 70 % объема пород. Интенсивно изменен калиевый полевой шпат с новообразованием серицита и кварца. С этим процессом, видимо, связано образование «пятен» и прожилков адуляра;

2. Вынос-привнос основных породообразующих оксидов из околорудных метасоматитов месторождения Кочбулак (состав приводится в % без учета объемного веса пород)

Оксиды	Изменения содержания по зонам преобразования, %	
	промежуточная зона	внутренняя зона
SiO ₂	-0,83	+6,12
TiO ₂	-0,19	+0,04
Al ₂ O ₃	+0,15	-1,15
Fe ₂ O ₃	+0,09	-1,36
FeO	-0,29	-0,60
MnO	-0,04	+0,06
MgO	+0,34	-0,96
CaO	-0,85	-2,95
Na ₂ O	-0,87	-2,39
K ₂ O	-0,25	+1,29

возможно, часть калия выносится за пределы зоны. В рассматриваемой зоне заметно преобразованы (сосюритизированы) плагиоклазы и присутствуют новообразования железистых карбонатов. Очевидно, в промежуточной зоне проявлена тенденция выноса из пород натрия, калия и кальция (табл. 1, 2), часть которых, по-видимому, идет на интенсивную серицитизацию, карбонатизацию и образование адуляра (прожилки и включения).

Внутренняя зона наиболее интенсивных преобразований сложена полностью измененной породой, состоящей в основном из кварца, серицита и пирита. Здесь полностью разрушен калиевый полевой шпат, разложен хлорит, что, очевидно, говорит о перераспределении калия, магния, железа и кремнезема (см. табл. 1, 2). Характерной осо-

3. Содержания (%) золота, серебра, меди и цинка в ореоле околорудных метасоматитов месторождения Кочбулак

Зона преобразования	Количество проб	Золото, $n \cdot 10^{-7}$	Серебро, $n \cdot 10^{-6}$	Медь, $n \cdot 10^{-3}$	Цинк, $n \cdot 10^{-3}$
внешняя	15	2,8—3,7	2,2—3,0	1,5—2,2	1,7—3,0
		3,24 (0,15)	2,5 (0,12)	1,88 (0,1)	2,2 (0,25)
промежуточная	17	3,5—4,2	3,9—5,1	3,2—5,3	3,3—6,8
		3,81 (0,06)	4,44 (0,15)	4,17 (0,63)	5,2 (1,49)
внутренняя	19	4,3—7,9	7,2—9,9	4,3—9,2	6,9—9,9
		6,39 (1,33)	8,74 (0,98)	7,1 (3,43)	8,21 (1,1)

П р и м е ч а н и е. В числителе — пределы колебаний содержаний; в знаменателе — среднее; в скобках — величина дисперсии рудообразующих элементов.

бенностью рассматриваемой зоны является сочетание метасоматитов с прожилково-жильной кварц-полисульфидной минерализацией (прожилки и вкрапленность, жильные тела, брекчиевые зоны; в ассоциации с сульфидами иногда присутствует хлорит, железистый карбонат, редко барит). В количественном отношении доля прожилков и жил достигает 30—50 % объема пород. Рудные жильные образования во внутренние зонах метасоматической проработки обычны для месторождения и проявления Кочбулакской ВТС и, по-видимому, фиксируют синвулканические разрывные структуры, служившие основными каналами поступления рудообразующих гидротермальных растворов.

Характеризуя в целом поведение петрогенных элементов в рассматриваемой области изменения и регенерации вещества, следует отметить, что миграция вещества из областей первичной концентрации (в вулканогенных отложениях) могла быть весьма значительной (количественная оценка такого явления требует специальных исследований). Прежде всего явление перераспределения захватывало внутренние зоны ореола метасоматических преобразований, где переотложение, по-видимому, играло важнейшую роль наряду с интенсивным выщелачиванием.

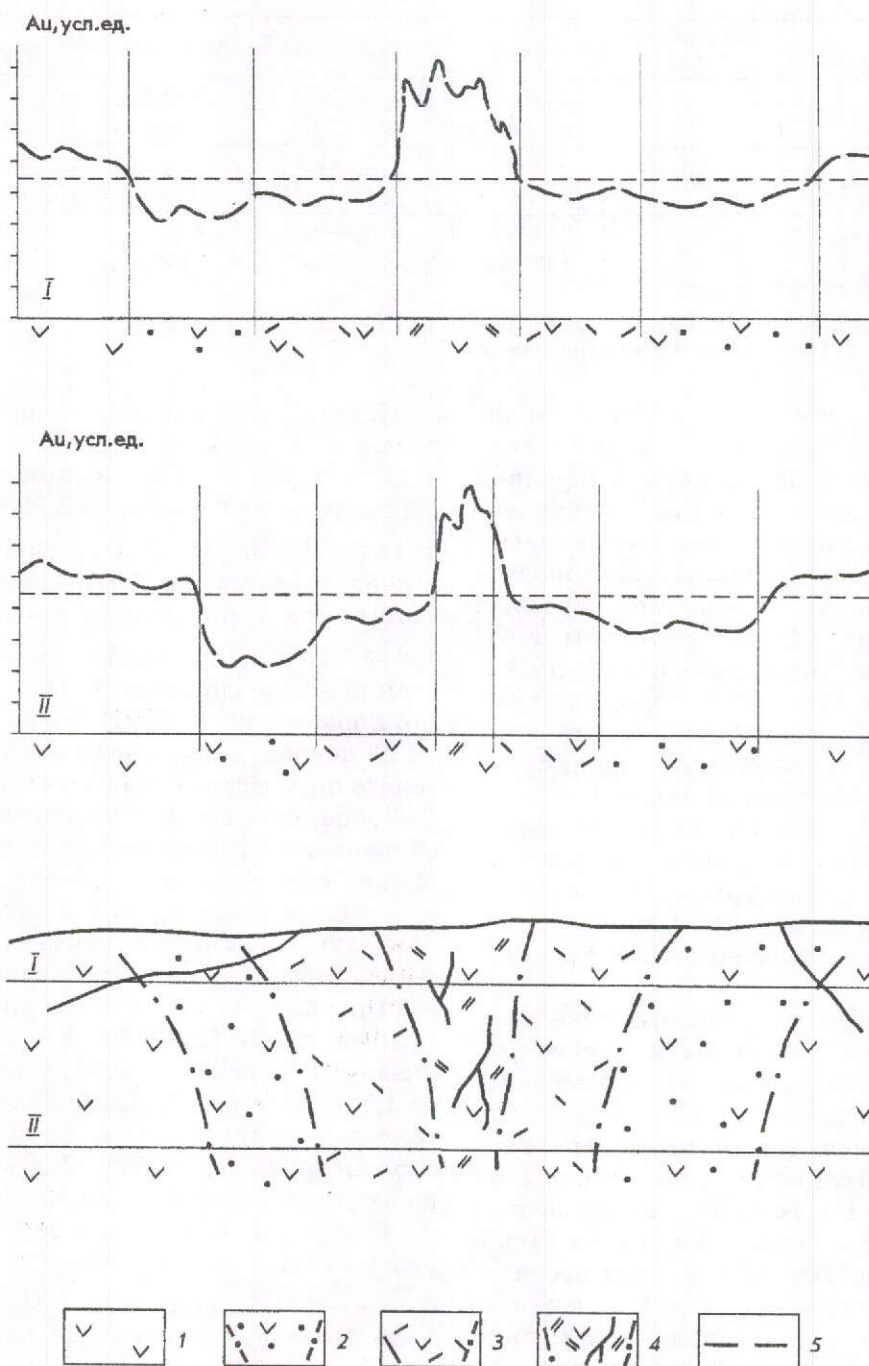
Данные по изменчивости содержания некоторых рудообразующих элементов в выделяемых нами зонах око-

лорудного пространства приведены в табл. 3.

З о л о т о. Кларк золота для пород среднего состава, по А.П.Виноградову, — $4,3 \cdot 10^{-7}$ %. Содержание золота в неизмененных андезито-дацитах рудоносного разреза составляет $4,9—5,5 \cdot 10^{-7}$ % (по результатам анализа атомно-абсорбционным и ИНА методами, проведенного в ЦНИГРИ).

В концентрациях выше кларковых золото присутствует только во внутренней зоне, отвечающей интенсивно преобразованным породам (см. табл. 3). Можно предположить, что относительно высокие концентрации золота в данном случае связаны с примесью сульфидного вещества в форме пылевидной вкрапленности. Содержание золота в рудных телах, ближайших к рассматриваемой зоне изменений, колеблется от 1,5—2,0 до 25 г/т. В промежуточной зоне содержания золота — на уровне околоскларкового (0,0035—0,0042 г/т), а во внешней оно падает до 0,0028 г/т.

С е р е б р о. Кларк серебра для изверженных пород среднего состава равен $7 \cdot 10^{-6}$ %, по данным А.П.Виноградова. По полученным нами данным, в пределах рассматриваемого рудного поля содержания серебра на уровне кларковых или чуть выше наблюдаются лишь во внутренней зоне преобразованных пород. Отдельные «пики» серебра (содержание до $9,7 \cdot 10^{-6}$ %), возможно, связаны с пылевидной сульфидизацией



Особенности распределения золота в ореоле околорудных метасоматитов месторождения Кочбулак.

Уровни локализации оруденения: I — верхний (70 м от современной поверхности; II — нижний (ниже верхнего на 150 м); I — область развития пород, не затронутых околорудными преобразованиями; зоны околорудных преобразований: 2 — внешняя, 3 — промежуточная, 4 — внутренняя; 5 — уровень кларковых содержаний золота.

пород. Известно, что содержание серебра в рудах данного типа зависит от количества галенита, иногда серебросодержащих блеклых руд.

М е д ь. Кларк меди для пород среднего состава составляет, по А.П.Виноградову, $3,5 \cdot 10^{-3}$ %. Как следует из полученных нами данных (см. табл. 3), повышенные содержания меди (в 1,5—2,5 раза выше кларковых) характерны исключительно для внутренней зоны измененных пород, в то время как в промежуточной зоне они близки к кларковым или ниже. Внешняя зона изменения характеризуется содержаниями устойчиво ниже кларковых. Содержания меди явно коррелируются с содержаниями серебра и цинка.

Ц и н к. Кларк цинка для средних по составу изверженных пород, по А.П.Виноградову, составляет $7,2 \cdot 10^{-3}$ %. В ореоле околорудных метасоматитов месторождения Кочбулак заметно обогащение цинком наиболее преобразованных пород, непосредственно примыкающих к рудным телам, в то время как в породах промежуточной зоны и слабоизмененных породах внешней зоны концентрации этого элемента ниже кларковых. Наиболее высокие содержания цинка в породах внутренней зоны, возможно, обусловлены наличием выделений пирита. Не исключена возможность изоморфного замещения цинком железа пиритов.

Как видно из полученных данных, в направлении крутопадающей прожилково-жильной рудной зоны по мере нарастания интенсивности метасоматических преобразований в породах увеличиваются концентрации золота и других рудообразующих элементов, и заметно растет величина дисперсии их содержания (рисунок; см. табл. 3). Такой характер распределения основных рудообразующих элементов, очевидно, указывает на заметное снижение их миграционных способностей по мере нарастания интенсивности метасоматических преобразований, благоприятствующее образованию во внутренних зонах ореола относительно богатых локальных рудных скоплений. В целом

приведенные данные согласуются с выводами многих исследователей, изучавших поведение рудогенных элементов при метасоматозе в околожильном пространстве месторождений Средней Азии, Приморья, Закарпатья [1, 3, 4, 5, 6].

Оценка возможности образования золоторудного месторождения рассматриваемого типа за счет золота, заимствованного при метасоматозе из вулканогенных пород рудоносного разреза, показала, что таким золотом может быть обеспечена значительная часть (до 25—30 %) запасов месторождения. Оценка проведена с учетом площади развития ореола метасоматитов (промежуточная и внешняя зоны) и вертикального размаха метасоматических преобразований (до 1 км). Если предположить, что конвективные ячейки циркуляции активных гидротермальных вод захватывали и большие глубины (более 1 км), кроме вулканогенных образований (С₂₋₃) в качестве источников рудообразующего вещества могли выступать комплексы пород ниже-среднепалеозойского основания и гранитоиды (С₂), вовлеченные в процесс кислотного выщелачивания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. — М.: Недра, 1964.
2. Кучеревский П.Г., Кукшев В.И. Закономерности размещения и условия локализации золотого и золото-серебряного оруденения в одном из районов Кураминского вулканоплутонического пояса / Тр. ЦНИГРИ. Вып. 236. 1991. С. 138—143.
3. Лурье Л.М. Околорудные изменения и некоторые генетические особенности свинцово-цинкового оруденения Замбаракского месторождения. — М.: Наука, 1969.
4. Мецанинова Г.С., Мецанинов Е.З. Распределение золота в минеральных комплексах месторождения Каульды // Записки Узб. отд. ВМО. Вып. 27. 1973. С. 59—71.
5. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. — М.: Наука, 1989.
6. Справочник по геохимии / Авторы: Г.В.Войткевич, А.В.Кочин, А.Е.Мирошников, В.Г.Прохоров. — М.: Недра, 1990.

Kucherovskiy P.G., Kukshev V.I.

Gold-bearing metasomatites in gold-silver deposits of the Kochbulak volcano-tectonic structure (Middle Tien Shan)

Regularities of gold content distribution in circum-ore metasomatites innate to gold-bearing deposits located in the Kochbulak ore field have been studied. It is concluded that gold that was captured from host volcanics in the course of ore formation has an essential share in ores.

УДК 553.411:551.262(470:63)

© С.Л.Казаринов, В.Н.Новиков, С.В.Яблокова, 1998

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПГС КАРАЧАЕВО-ЧЕРКЕССКОЙ РЕСПУБЛИКИ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

С.Л.Казаринов, В.Н.Новиков, С.В.Яблокова (ЦНИГРИ)

Проведена оценка перспектив получения попутного золота при эксплуатации месторождений песчано-гравийных смесей (ПГС) из месторождений на территории Карачаево-Черкесской Республики. Потенциально наиболее перспективны месторождения в двух структурно-геоморфологических зонах — в межгорной (Северной Юрской) депрессии и на предгорной равнине. В настоящее время реализация этого потенциала возможна лишь на месторождениях севера республики при условии значительного увеличения объема их добычи и применении технологического оборудования нового поколения, способного эффективно извлекать и обогащать мелкое и тонкое золото.

Исследования перспектив попутной золотодобычи при разработке месторождений ПГС на территории Карачаево-Черкесской Республики (КЧР) проведены по инициативе республиканского геолога, в рамках федеральной программы по золотоносности Северного Кавказа. Поводом к этому послужили известные материалы по выявленной работами ЦНИГРИ промышленной золотоносности аналогичных месторождений в центральной части Восточно-Европейской платформы [3, 4 и др.], а также единичные данные о высокой фоновой золотоносности галечников в предгорных флювиальных шлейфах на сопредельных территориях, в частности, в бассейне р.Большая Лаба в Краснодарском крае [2]. Непосредственно на территории республики золотоносность месторождений ПГС не

определялась, хотя здесь, в центральной части Северо-Кавказской золотороссыпной провинции, установлены значительные ресурсы золота в аллювиальных россыпях [6].

В процессе исследований впервые для Северо-Кавказского региона на основе комплексного анализа имеющихся материалов было проведено районирование территории КЧР по россыпной золотоносности на формационной основе [1] и выделены 11 прогнозно-поисковых площадей, обладающих различной степенью перспективности для промышленной золотодобычи из россыпей и попутной из месторождений ПГС. Для выявления рентабельности попутной золотоносности в месторождениях ПГС, с учетом региональных особенностей Северо-Кавказской золотороссыпной провинции, авто-

1. Месторождения ПГС, эксплуатируемые на территории Карачаево-Черкесской Республики

Название	Местоположение	Запасы, тыс. м ³	Добыча, тыс. м ³	Уровень террасы	Группа по уровню
Воротниковское	Междуречье рр.Кубань — Б.Зеленчук, в 3 км к СВ от пос.Апсуа	13 224,4	6,0	V	Верхняя
Эркен-Юртское	Правый борт р.Кубань у с.Эркен- Юрт	2692,5	34,6	I	Нижняя
Эркен-Халк- ское	Левый борт р.Кубань, в 3 км к западу от аула Эркен-Халк	5787,3	1,5	IV—V	Верхняя
Садовое	Левый борт р.Кубань, северная окраина г. Черкесск	3301,9	178,4	II	Нижняя
Джегутинское	Правый борт р.Кубань, в 2,5 км к ЮВ от ж/д ст.Джегута	4422,0	80,0	IV—V	Верхняя
Кубанское	Русло р.Кубани, в 2 км ниже пос.Важный	Динамиче- ские	270	Русло	Нижняя
Байтал-Чап- ганское	Левый борт р.Кубань, в 10 км к ЮЗ от ж/д ст.Джегута	6458,7	6,9	IV—V	Верхняя
Смаглинское	Левый борт р.Б.Зеленчук, в 2 км к ЮЗ от ст.Зеленчукская	42,3	15,2	IV—V	Верхняя
Сары-Тюзское	Пойма р.Кубань, у пос.Сары-Тюз	1882,0	40,0	I	Нижняя
Кумыш-Баши	Левый борт р.Кубань, в 1 км к ЮЗ от пос.Сары-Тюз	4129,9	Нет данных	IV—V	Верхняя

рами было рекогносцировочно обследовано и опробовано большинство из 22 известных на территории республики месторождений ПГС, десять из которых эксплуатируются с различной степенью интенсивности, а на четырех годовая производительность достигает заметных объемов (80 тыс. м³ и более). К сожалению, лишь на одном из них (Садовое) применяется полная («мокрая») схема технологической переработки сырья, а остальные работают по сокращенной («сухой») схеме. Это в значительной степени снижает реальные возможности получения попутного золота при разработке этих объектов, но, вместе с тем, увеличивает значимость его извлечения для повышения рентабельности основного сырья (ПГС). В таблице 1 приведен перечень эксплуатируемых месторождений, их балансовые запасы по состоянию на 1.01.1995 г., а также современный уровень годовой добычи (по данным Карачаево-Черкесского геолкома).

Из естественных разрезов и различных технологических продуктов передела ПГС на территории КЧР было отобрано более 60 проб объемом до 100 литров.

Большинство из них было обработано с использованием специализированного винтового шлюза, что позволило в комплексе с другими данными получить представительный материал для определения реальной золотоносности конкретных (в первую очередь, крупнейших) месторождений ПГС и их перспектив на получение попутного золота.

Месторождения широко распространены по территории (рис. 1). Они приурочены к основным магистральным долинам — Кубани, Большого и Малого Зеленчуков, Урупа и др. Все эксплуатирующиеся в настоящее время месторождения сосредоточены в северной наиболее экономически освоенной части территории республики, в зоне основной разгрузки твердого стока горных рек. Как следует из таблицы, месторождения достаточно четко делятся на две основные группы: к первой относятся мощные галечники верхних террасовых уровней и водораздельных пространств (по возрасту условно позднеплиоцен-среднеплейстоценовые), ко второй — молодые отложения современных пойм и нижних террасовых уровней. Месторождения этих

групп различаются не только по характеру разрабатываемых гравийно-галечных толщ и объемам балансовых запасов, но и по степени их золотоносности — средние содержания золота в древних галечниках вдвое ниже, чем в молодых. Есть заметные различия и в характере самого россыпного золота, что будет отмечено ниже.

Значительное влияние на уровень золотоносности, а также на ее характер, в частности, на размерность (а, следовательно, и на извлекаемость) золота оказывает положение разрабатываемых объектов в различных структурно-геоморфологических зонах [1]. Наиболее золотоносны и легко обогатимы галечники в межгорной эрозионно-структурной депрессии, в зоне подпора основных магистральных долин куэстой Скалистого хребта. Значительно слабее проявлена золотоносность в пределах зоны предгорной равнины, где сосредоточены наиболее объемные месторождения ПГС. В южных горных зонах с высоким общим фоном золотоносности, в пределах которых выявлены и частично отработаны многочисленные аллювиальные россыпи, месторождения ПГС не имеют практического значения. В целом на примере рассматриваемой территории можно отметить естественную тенденцию обратной связи: чем более толщи флювиальных отложений пригодны для целей получения качественного строительного сырья, тем они менее благоприятны для концентрации россыпных минералов, в т.ч. золота. В этом основная специфика месторождений ПГС как золотороссыпных объектов, чем и определяются особенности методических приемов по их оценке и освоению.

Исходя из этих общих положений, рассмотрим некоторые наиболее перспективные объекты ПГС на территории Карачаево-Черкесской Республики. К объектам первой очереди освоения в отношении попутной добычи золота относятся месторождения в пределах предгорной равнины. Здесь расположены 10 месторождений ПГС с общими запасами свыше 33,0 млн. м³, что составляет более половины всех учтенных запасов ПГС в

республике (см. рис. 1). Эксплуатируются в настоящее время лишь четыре: Садовое, Воротниковское, Эркен-Юртское и Эркен-Халкское.

Воротниковское месторождение — самое крупное по запасам (более 13,2 млн. м³) в республике — приурочено к отложениям V (бакинской) террасы, слагающим, в виде покровного горизонта мощностью до 10—15 м, водораздельную равнину между рр.Большой и Малый Зеленчук и Кубань. В пределах контура месторождения мощность продуктивных галечников, залегающих на выровненной поверхности майкопских глин, колеблется от 6 до 9 м. Толща галечников отличается неоднородным строением, обусловленным линзовидным переслаиванием валунных, мелко-среднегалечных и песчаных горизонтов. Отмечаются линзы и прослои конгломератов с карбонатно-глинистым, иногда весьма прочным цементом. Мощность отдельных слоев от 0,2 до 1,0—1,5 м. По латерали протяженность линзовидных прослоев обычно не превышает 10—15 м. Максимальные содержания золота в природных (первичных) песках-отсевах (-20 мм) — 19,03 мг/м³, при среднем содержании на горную массу — 3,7 мг/м³.

В целом по отложениям верхнего (нижне-среднеплейстоценового) комплекса цикловых террас в зоне предгорной равнины (обследовано 3 месторождения) средневзвешенное содержание золота во фракции песков (-5 мм) — 10,8 мг/м³, в горной массе — около 4,0 мг/м³.

Золотоносность отложений нижнего (голоцен-позднечетвертичного) террасового комплекса изучалась главным образом на месторождениях Эркен-Юртское и Садовое, расположенных соответственно на II и III террасах Кубани. Оба месторождения обрабатываются рабочими уступами высотой 4—5 м, сложенными хорошо промытыми валунными галечниками, содержащими линзы песков мощностью до 1 м.

На **Эркен-Юртском** месторождении в двух пробах (из четырех отобранных) установлены наиболее высокие для площади предгорной равнины концентрации золота во фракции -5 мм: 75,2 и 234,0 мг/м³.

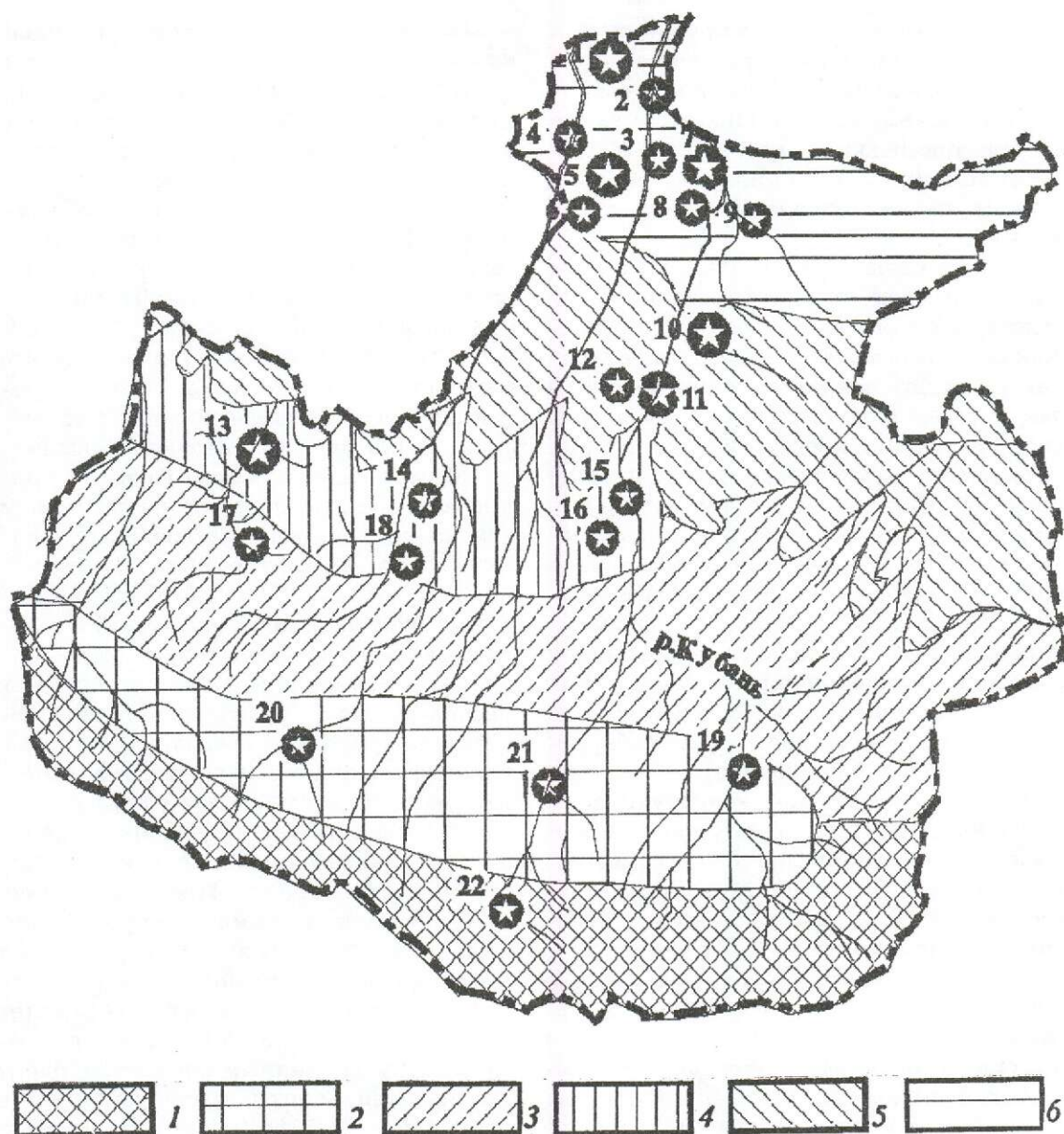


Рис. 1. Размещение месторождений ПГС на территории Карачаево-Черкесской Республики.

Структурно-геоморфологические зоны: 1 — Главного хребта, 2 — внутригорной приразломной депрессии, 3 — Передового хребта, 4 — межгорной структурно-эрозионной депрессии, 5 — Скалистого хребта, 6 — предгорной равнины. Месторождения ПГС: 1 — Воротниковское, 2 — Эркен-Юртское, 3 — Эркен-Шахарское, 4 — Баралкийское, 5 — Эркен-Халкское, 6 — Икон-Халкское, 7 — Чапаевское, 8 — Садовое, 9 — Черкесское, 10 — Джегутинское, 11 — Кубанское, 12 — Байтал-Чапганское, 13 — Предградненское, 14 — Смаглинское, 15 — Сары-Тюзское, 16 — Кумыш-Ваши, 17 — Урупское, 18 — Ермоловское, 19 — Карт-Джурское, 20 — Кизгичское, 21 — Джемагатское, 22 — Гоначирское.

Средние значения по объекту в целом составляют: в песчаной фракции -5 мм — $86,65 \text{ мг/м}^3$, в горной массе — $28,9 \text{ мг/м}^3$.

Месторождение **Садовое** — единственное в КЧР, на котором технологичес-

кая переработка добываемого сырья осуществляется по «мокрой» схеме, с использованием двух пескомоек небольшого объема. Поэтому повышенный интерес представляло опробование промежуточ-

ных концентратов, формирующихся в постели пескомоечных агрегатов, а также хвостов промывки. Максимальные содержания выявлены в сливном бункере хвостов промывки — до $142,5 \text{ мг/м}^3$ при установленных содержаниях в природных песках-отсевах (-5 мм) лишь $8,5 \text{ мг/м}^3$.

Полученные результаты показывают, что в процессе промывки исходных отложений даже с очень низкими содержаниями металла степень его концентрации в хвостах возрастает примерно в 50 раз, причем значительная часть золота уходит именно в хвосты, обедняя в итоге промытые пески-отсевы. Это явление связано, по-видимому, с тем, что в используемых пескомоечных машинах (из-за малого их объема и большой подачи воды) создаются условия высокотурбулентной циркуляции, при которой значительная часть золота легко всплывает и уносится с током пульпы в хвосты. Как было установлено авторами в ходе обследования Докшукинского ГОКа (Кабардино-Балкарская Республика), в пескомоечных агрегатах иной конструкции — более крупных, с высоким расположением сливного отверстия — такого интенсивного выноса золота в хвосты не наблюдается. Это подтверждается данными гранулометрического анализа золота. В постели пескомоек золото при средней крупности $0,16 \text{ мм}$ имеет средний коэффициент уплощения $5,2$, т.е. отличается массивностью и комковатостью, а в хвостах, при такой же средней крупности, преобладает исключительно чешуйчатое и тонкопластинчатое золото, коэффициент уплощения которого равен $8,8$. Известно, что при значении коэффициента уплощения $7,0$ даже среднее по крупности золото фракции $1-2 \text{ мм}$ становится «плавучим» [5].

В среднем по трем месторождениям нижнего террасового комплекса на предгорной равнине содержания золота во фракции природных песков-отсевов (-5 мм) составляют $56,4 \text{ мг/м}^3$ при содержании на горную массу $18,9 \text{ мг/м}^3$, что примерно в 4—5 раз превышает средние установленные содержания металла по отложениям верхнего террасового комплекса.

На площади межгорной (Северной Юрской) депрессии также обследованы 4 месторождения ПГС, два из которых (Кумыш-Баши и Смаглинское) приурочены к образованиям верхнего, а два других (Сары-Тюзское и Преградненское) — к отложениям нижнего террасового комплекса. В первых двух месторождениях содержания золота по результатам опробования не превысили 17 мг/м^3 природных песков-отсевов фракции -5 мм или $3,2 \text{ мг/м}^3$ в пересчете на горную массу, что соответствует общей слабой фоновой золотоносности образований ниже-среднечетвертичного возраста, отмеченной выше.

Месторождение **Сары-Тюзское** приурочено к пойме р.Кубань на восточном замыкании депрессии. Оно обладает ограниченными запасами сырья ($1,8 \text{ млн. м}^3$), но здесь, по данным опробования наблюдаются самые высокие содержания золота в разрабатываемых галечниках — до 575 мг/м^3 во фракции -5 мм природных песков-отсевов. Среднее содержание золота для природных песков по месторождению фиксируется на уровне $162,9 \text{ мг/м}^3$ или около 54 мг/м^3 на горную массу.

Весьма перспективным представляется не разрабатываемое в настоящее время месторождение **Преградненское**, приуроченное к пойме р. Уруп. По результатам проведенного опробования среднее содержание золота во фракции природных песков (-5 мм) составляет $104,9 \text{ мг/м}^3$ или около 35 мг/м^3 на горную массу. По данным поисковых работ на россыпи золота, проводившихся в этом районе в 1966—68 гг., в русловых отложениях р.Уруп на площади месторождения отмечались и более высокие содержания — до $480-780 \text{ мг/м}^3$. Более того, на этом участке прогнозировалась погребенная долинная промышленная россыпь золота.

Таким образом, средневзвешенное содержание золота в отложениях нижнего террасового комплекса на площади межгорной депрессии составляет $133,9 \text{ мг}$ на кубометр природных песков фракции -5 мм или $44,5 \text{ мг}$ на кубометр горной массы.

Несмотря на малое количество отобранных и проанализированных проб,

намечается тенденция постепенного уменьшения содержаний золота в молодых отложениях комплекса нижних террас от структурно-эрозионной депрессии к предгорной равнине, по мере удаления от области питания (зоны Передового хребта), примерно в 2 раза. Для отложений верхнего террасового комплекса эти изменения не столь отчетливы, что объясняется, по-видимому, общим достаточно низким фоном содержаний золота. Подтверждением этому служат данные по двум активно разрабатываемым месторождениям в зоне Северо-Кавказской моноклинали (Скалистого хребта), где потенциальные ресурсы ПГС ограничены узкими (до 1—2 км) лентами террасовых комплексов магистральных речных долин Кубани, Большого и Малого Зеленчуков.

Месторождение **Джегутинское** расположено на правом борту р.Кубань и приурочено к ее IV (хазарской?) террасе. Разрабатывается мощная (до 25 м) толща преимущественно горизонтально-слоистых валунных суглинков (содержащих в нижней части линзы песков, а в средней — линзовидные прослойки конгломератов). По 4 пробам из этого месторождения содержание золота составляет в среднем 9,8 мг на кубометр природных песков-отсевов (-5 мм) или 3,3 мг на кубометр горной массы.

Байтал-Чапганское месторождение расположено на левом борту Кубани и приурочено к отложениям IV (V?) террасы, отличающимся от разреза Джегутинского карьера значительно большим количеством крупных валунов и отдельных глыб до 1—1,5 м (см. рис. 1). По трем пробам из этого месторождения в пересчете на природные пески (-5 мм) установлены содержания золота 6,1 мг/м³.

Приведенные данные подтверждают необходимость геологически дифференцированного подхода к месторождениям ПГС при их прогнозной оценке на попутное золото и не позволяют согласиться с мнением С.В.Яцинина [7] о равномерной (50—100 мг на кубометр песков-отсевов) фоновой золотоносности гравийно-галечных толщ, разрабатываемых в качестве месторождений ПГС в Предкавказье и об

отсутствии связи этой золотоносности с рудными коренными источниками в пределах Большого Кавказа, хотя не исключено участие в формировании повышенных концентраций золота в аллювии механизма предварительной мобилизации его в площадных корах выветривания, предполагаемого автором публикации.

Достаточно четкие закономерности распределения золота в месторождениях ПГС выявились при изучении его типоморфных особенностей.

В месторождениях верхнего террасового комплекса в пределах структурно-эрозионной депрессии (Смаглинское и Кумыш-Баши) преобладает мелкое золото размером 0,1—0,15 мм. Оно представлено сложными идиоморфными выделениями — дендритоидами, друзовидными и гроздевидными сростками мелких скелетных кристаллов. Более крупные частицы имеют смешанную (гемиидиоморфную) форму или наблюдаются в виде скелетных пластинчатых кристаллов с признаками расщепленного роста. Поверхность их неровная занозистая, отмечаются мелкие автоэпитаксические нарастания поздней генерации. Золото практически не окатано, лишь более крупные частицы несколько обмяты. Проба золота — 910—930. Оно практически не изменено в зоне гипергенеза. Близкими характеристиками обладает золото из Байтал-Чапганского месторождения в горах Скалистого хребта, где также преобладают золотины размером менее 0,15 мм, представленные таблитчатыми частицами с коэффициентом уплотнения 5—7. Это пластинчатые кристаллы, их сростки и дендритоиды. Наблюдаются единичные удлиненные цепочковидные сростки, а также изометричные и лентовидные кристаллы. Золото, в основном, слабо окатано, поверхность его относительно неровная, корродированная. Проба неокатанных частиц 900—920, гипергенно преобразованных — 960—980.

В золоте месторождения Джегутинское, расположенного ниже по течению р.Кубань, в зоне северного пологого ската Скалистого хребта, разновидности, характерные для вышеописанных месторождений, наблюдаются лишь среди от-

носителем крупных частиц ($-0,5+0,25$ мм), которые имеют коэффициент уплощения от 6 до 8, редко выше 10. Это, главным образом, дендритоиды и сростки пластинчатых кристаллов. Во фракции $-0,15$ мм преобладают округлые уплощенные кристаллы, встречаются их удлиненные разновидности и гемиидиоморфные выделения. Поверхность частиц ровная, с сохранившимися скульптурами роста, окатанность слабая. Такое золото более характерно для месторождений верхнего террасового комплекса предгорной равнины (Воротниковское, Эркен-Халк). В этих месторождениях наиболее крупные золотины имеют лепешковидную форму, овальные очертания, коэффициент уплощения 9—10. Оно отличается ровной, гладкой интенсивно корродированной поверхностью. Среди наиболее мелких золотинок присутствуют округлые изометричные кристаллы и деформированные сростки пластинчатых кристаллов. Проба золота — 880 и 960.

Золото террас нижнего комплекса в пределах депрессии исследовано по р.Уруп (Преградненское) и р.Кубань (Сары-Тюз). На месторождении Преградненское оно представлено мелкими частицами ($-0,5+0,25$ мм), среди которых преобладают прожилковые, пластинчатые дендритоидные и кристаллические выделения. Значительно реже встречаются массивные искаженные кристаллы и трехмерные дендритоиды. Поверхность частиц неровная тонкоямчатая, у кристаллов — более выровненная, шагреневая с коричневой побежалостью. Золото в целом слабо окатано. По внутреннему строению хорошо видно, что золото неоднородно. Наблюдаются две его генерации: ранняя, отчетливо высокопробная, и наложенная на нее зональная, низкопробная. Отложение последней, судя по зональности, происходило в условиях малых глубин. Проба раннего золота — 910—920, позднего — 800—840. По периферии золотинок отмечаются признаки зарождающейся высокопробной оболочки толщиной 0,005 мм.

На участке Сары-Тюз встречается наиболее крупное золото (до 2,5 мм). Это преимущественно пластинчатые, хорошо

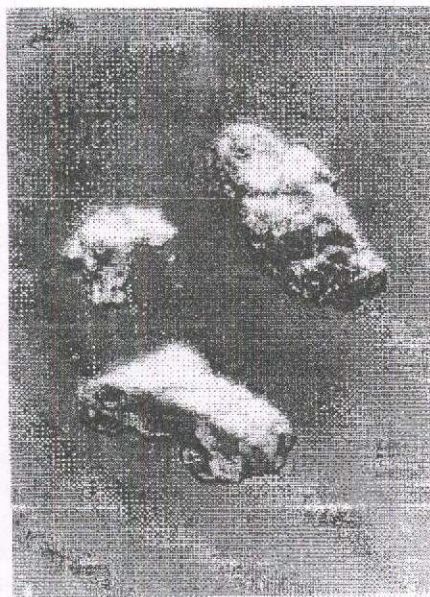


Рис. 2. Массивное неокатанное золото (дендритоиды, сростки кристаллов) из месторождения Сары-Тюз (класс $-0,25$), ув.160.

и среднеокатанные дендритовидные выделения. Они имеют относительно выровненную поверхность с заглаженными неровностями рельефа. Коэффициент уплощения изменяется от 21 до 6,5. Наименее уплощенные идиоморфные разновидности представлены скелетными искаженными кристаллами и их цепочковидными и друзовидными сростками. Коэффициент уплощенности — 3—4. Поверхность частиц тонкошагреновая корродированная. Они слабо окатаны (рис. 2). Проба как мелких, так и крупных золотинок варьирует от 840 до 870. Внутреннее строение их монозернистое, пятнисто-неоднородное. Гипергенные преобразования проявлены, в основном, в углублениях в виде фрагментов тонких высокопробных оболочек.

В низких террасах Кубани ниже пос.Сары-Тюз (Скалистый хребет) золото представлено, в основном, окатанными деформированными чешуйчатыми частицами, пластинчатыми кристаллами и их сростками с коэффициентом уплощения 11—12. Среди частиц менее 0,15 мм преобладают искаженные кристаллы и их друзовидные сростки. В отличие от хорошо и среднеокатанного крупного зо-

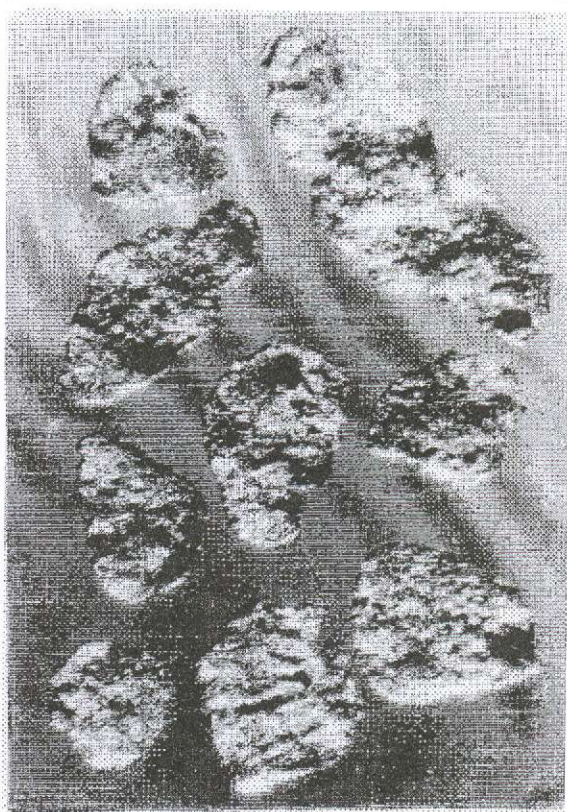


Рис. 3. Уплотненное, окатанное тонкочешуйчатое золото из месторождения Садовое (класс +0,5 мм), ув.32.

лота, мелкие его разности практически не окатаны, а отдельные золотины лишь обмяты. Проба неокатанного золота 870, уплотненно-окатанных золотинок — 960.

В пределах предгорной равнины в террасах нижнего комплекса (Садовое, Эркен-Юрт) золото крупнее 0,25 мм наблюдается в виде тончайших чешуйчатых хорошо окатанных золотинок с коэффициентом уплощения выше 10, на них присутствуют следы деформации в виде параллельной штриховки и загнутых утолщенных краев (рис. 3). На плоских сторонах золотинок отмечаются наросты «нового» золота. Среди мелких (-0,1 мм) частиц отмечаются пластинчатые кристаллы и губчатые формы. Проба золота колеблется от 850 до 960—980. Внутреннее строение свидетельствует о наличии более раннего высокопробного золота с пробой 900—920 и позднего, нарастающего на него, с пробой 850—860, а также

гипергенных высокопробных (960—980) каемок. Присутствуют также полностью преобразованные высокопробные золотины.

В целом при изучении типоморфизма золота из разных месторождений ПГС на территории КЧР выясняется, что в формировании россыпных концентраций принимает участие рудное золото как минимум двух типов — среднеглубинное (более высокопробное) и эпitherмальное (относительно низкопробное). Наиболее приближено к коренным источникам золото в пределах структурно-эрозийной межгорной депрессии, где относительно крупные, слабо уплощенные и слабо окатанные его частицы практически не преобразованы в зоне гипергенеза. В месторождениях ПГС предгорной равнины встречается сильно уплощенное золото дальнего сноса, подвергнутое наибольшему гипергенному преобразованию. Вместе с тем, в террасах верхнего комплекса отмечается увеличение количества менее окатанного золота, возможно, связанного с поступлением из дополнительных источников или с благоприятными условиями для разрушения галечного материала, содержащего рудные частицы. Отчетливо выражено переотложение золота с верхних уровней террас на нижние, сопровождающееся увеличением его окатанности и степени преобразования.

Приведенные выше данные позволяют оценить прогнозные ресурсы россыпного золота в толщах флювиальных галечников, разрабатываемых в качестве ПГС, а также ориентировочно определить реальные перспективы попутной золотодобычи из отдельных месторождений строительного сырья на территории КЧР.

Наиболее крупной и перспективной в отношении возможных ресурсов разрабатываемых месторождений ПГС является прогнозно-поисковая площадь предгорной равнины на севере республики. Суммарные остаточные запасы по пяти разведанным месторождениям верхних террас превышают 25 млн. м³, а реальные прогнозные ресурсы, весьма вероятно, как минимум на порядок превышают эту цифру. Таким образом, общие прогноз-

ные ресурсы попутного золота в месторождениях этой группы могут составить 2,5 т. Из них на долю крупнейшего в республике Воротниковского месторождения, в рамках его промышленных запасов, приходится 116 кг. На нижних, молодых террасах находятся три месторождения с суммарными остаточными запасами около 7,5 млн. м³. Поля распространения голоцен-верхнеплейстоценового аллювия в долинах рек уступают по площади и объему средне-нижнечетвертичным, но месторождения в них отрабатываются более интенсивно. Их общие прогнозные ресурсы песчано-гравийных смесей могут достигать, по-видимому, 120—150 млн. м³, а ресурсы попутного золота в них должны составить не менее 2,8 т.

В долинах, прорезающих Скалистый хребет, суммарные остаточные запасы сырья на двух известных месторождениях не превышают 6 млн. м³ и реальные прогнозные ресурсы, ограниченные относительно небольшой площадью цокольных террас, по-видимому, не могут превысить 20—25 млн. м³ и, соответственно, потенциальные ресурсы попутного золота на указанной площади не превышают 0,2 т.

На площади структурно-эрозионной депрессии основные ресурсы попутного золота сосредоточены в молодом аллювии (и, по-видимому, прежде всего на неразрабатываемом в настоящее время Преградненском месторождении). Исходя из площадей развития верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений, общий их объем, доступный для разработки в качестве строительных ПГС, в пределах депрессии достигает 80—100 млн. м³. Соответственно, ресурсы попутного золота в этих отложениях, при установленных параметрах золотоносности, составят 3—3,2 т. В месторождениях верхнетеррасовой группы в пределах депрессии потенциальные ресурсы значительно ниже и не превышают 0,5 т.

Необходимо отметить, что реализация этого металлогенического потенциала попутного золота связана с большим

количеством технико-экономических проблем, и перспективы ее для разных районов различны. Наиболее реальны они для района предгорной равнины с максимально развитой инфраструктурой и достаточной базой переработки и потребления строительного сырья. Однако здесь наблюдаются минимальные содержания и размерность золота, что увеличивает технологические затраты на его извлечение и повышает уровень рентабельности при его попутной добыче. Перспективы реализации потенциальных ресурсов попутного золота для более южных районов республики проблематичны по причине отсутствия здесь достаточно развитой промышленной базы стройматериалов.

Возможный уровень попутного извлечения золота, оцененный исходя из фактических остаточных запасов и уровня добычи ПГС по отдельным месторождениям, приведен в таблице 2. Из таблицы видно, что современный уровень промышленной добычи песчано-гравийного сырья на известных месторождениях не может обеспечить рентабельной попутной добычи золота. Даже на наиболее продуктивном по объему годовой добычи месторождении строительных песков Кубанское предельно низкие содержания золота ставят под сомнение достаточную рентабельность технологических усилий по его попутному извлечению. Если ориентировочно принять нижним порогом рентабельности попутное извлечение 5—7 кг золота в год, то наиболее реально достижение этого уровня на Садовом месторождении при его совместной эксплуатации с месторождением Эркен-Юрт, где и целесообразна постановка первоочередных работ по оценке и отработке рациональных схем извлечения золота. Воротниковское месторождение может представлять серьезный интерес при резком увеличении уровня добычи сырья. Аналогичное увеличение уровня добычи с одновременным приростом запасов ПГС может вывести в разряд перспективных и Джегутинское месторождение, а также месторождения Сары-Тюз и Кумыш-Баши.

2. Ресурсы и уровень возможного попутного извлечения золота по отдельным месторождениям ПГС

Месторождение	Запасы ПГС, тыс. м ³	% песков -5 мм	Ресурсы Au, кг	Уровень добычи в год, тыс. м ³	Возможная добыча Au, кг
Воротниковское	13 224,4	30—35	115,7	100,0	0,88
Эркен-Юртское	2692,5	«-»	52,8	50,0	0,92
Эркен-Халкское	5787,3	«-»	50,6	20,0	0,18
Садовое	3301,9	«-»	64,7	200,0	3,92
Джегутинское	4422,0	30—33	36,5	100,0	0,83
Байтал-Чапганское	6458,7	«-»	11,2	20,0	0,18
Кубанское*	Динамические	100	?	300,0	4,50
Смаглинское	42,3	25—30	0,6	20,0	0,30
Сары-Тюзское	1882,0	«-»	71,1	50,0	1,91
Кумьшп-Баши	4129,9	«-»	61,9	20,0	0,30
Всего	41 941,0		465,1	880,0	13,92

* гидродобыча современных донных песков р. Кубань

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казаринов С.Л., Новиков В.Н. Районирование территории Карачаево-Черкесской Республики по перспективам россыпной золотоносности // Руды и металлы. 1997. № 5. С. 12—19.
2. Ляшенко Л.Л. Минерально-сырьевые ресурсы Краснодарского края // Разведка и охрана недр. 1995. № 11. С. 11—14.
3. Мизачев И.Ф., Кальниченко С.С., Романчук А.И. Перспективы золотоносности Восточно-Европейской платформы // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 53—57.
4. Основные типы золотосодержащих месторождений осадочного чехла центральной части Восточно-Европейской платформы / Авторы: С.С.Кальниченко, Н.М.Иванов, Н.А.Каримова и др. // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 5—16.
5. Сакс С.Е. О принципе гидродинамической эквивалентности обломочных частиц // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1974. № 11. С. 84—88.
6. Тамбиев А.С. Проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевых ресурсов Карачаево-Черкесской Республики // Разведка и охрана недр. 1995. № 11. С. 6—9.
7. Яцишин С.В. Попутное золото в месторождениях песчано-гравийных смесей (ПГС) // Руды и металлы. 1997. № 5. С. 77—78.

Kazarinov S.L., Novikov V.N., Yablokova S.V.

Gold-bearing sandy-gravel mixture deposits in the Karachaevo-Cherkesskaya Republic (Northern Caucasus)

Prospects for extracting gold as a by-product (minor commodity) from sandy-gravel mixture (SGM) deposits have been analyzed with SGM deposits of the Karachaevo-Cherkesskaya Republic considered as a case in point. The greatest promise appears to be shown by the deposits located in two structural-geomorphological zones, namely, in the intermontane (Northern Jurassic) depression and in the submontane plain. However, this potential can be actualized at present only in some deposits located in the northern areas of the republic, provided that SGM mining amount is essentially increased, and that advanced equipment of the latest generation is used which is capable of extracting and concentrating fine gold.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.765+66.046.8+55.3.4

© Р.А.Кязимов, 1998

АВТОКЛАВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРЕРАБОТКИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД

**Р.А.Кязимов (Госкомпания «Азергызыл» Азербайджанской
Республики)**

Предложена комплексная технология переработки сплошных колчеданных руд. Автоклавное выщелачивание руд позволяет выделить продуктивный раствор, содержащий медь и цинк. В остатках от выщелачивания концентрируются свинец, серебро, сера и железо. Переработка раствора позволяет получить медный порошок и сульфид цинка. По рекомендуемой технологии из кека последовательно выделяются элементарная сера, губчатое железо, хлористый свинец и серебро.

Колчеданно-полиметаллические руды являются многокомпонентным сырьем: кроме серы, железа, меди, свинца и цинка в них содержатся золото, серебро, кадмий, индий, селен, теллур, галлий, таллий, иногда барий, молибден, олово и висмут. В странах СНГ степень комплексного использования этих руд при обогащении не превышает 60 %, а в металлургическом переделе несколько больше — 82,7 % [1]. К числу основных причин, снижающих коэффициент комплексности, относятся:

тесная ассоциация цветных и благородных металлов с пиритом или пирротинном, вызывающая необходимость тонкого измельчения руды, что в свою очередь способствует появлению большого количества шламов;

высокая способность минералов к окислению как в месторождении на горизонтах, близких к дневной поверхности, так и в процессе хранения руд после добычи и при их обогащении;

высокая естественная флотационная активность сфалерита и пирита, затрудняющая получение высококачественных концентратов.

Все это обуславливает низкое извлечение цветных и благородных металлов при обогащении, высокие потери редких и рас-

сеянных элементов в хвостах обогащения и низкое извлечение их при металлургическом переделе. Так, количество извлекаемых из них металлов ниже среднего, в % : меди на 5—6, золота на 17—18, серебра на 28, свинца на 9—10, цинка на 10 и серы на 14 [2]. Причем при обогащении руд с примерно одинаковым содержанием металлов извлечение в одноименные концентраты обратно пропорционально содержанию пиритной серы в руде.

Основные потери металлов при обогащении колчеданных руд сосредоточены в пиритных концентратах, которые аккумулируют при обогащении медно-цинковых руд в среднем, в % : меди — 6,7; цинка — 12,4; золота — 38,6; серебра — 26,9; кобальта — 62,5; серы — 54,4. Характерно, что потери в значительной степени определяются выходом пиритного концентрата и колеблются на разных фабриках в следующих пределах, % : меди от 1,6 до 14,3; цинка от 2 до 19; золота от 11,4 до 68,7; серебра от 10,5 до 53,3. Более того, в пиритных концентратах остается значительная часть кадмия, галлия, германия, индия, а также подавляющее количество (80 %) селена и теллура [2].

Решение вопросов интенсификации

технологии переработки колчеданных руд, на наш взгляд, предусматривает:

совершенствование существующих технологий на основе глубокого исследования вещественного состава руд и технологических свойств отдельных минералов;

разработку и испытание новых технологий и приемов, обеспечивающих вовлечение в эксплуатацию труднообогатимых колчеданно-полиметаллических, упорных золото-пиритных (мышьяковистых) руд и концентратов, повышающих комплексность использования минерального сырья, обеспечивающих экологическую безопасность окружающей среды и экономическую целесообразность.

Анализ работ по обогащению колчеданных руд свидетельствует о падении извлечения цветных, благородных металлов и других ценных компонентов, что обусловлено низким содержанием металлов в массе колчеданов. В последние годы в ряде стран (Швеция, Япония, Канада, Испания, Португалия и др.) установлено наличие промышленных месторождений сравнительно бедных по содержанию цветных металлов массивных полиметаллических руд, в которых главными порообразующими минералами являются пирит и пирротин. Руды этих месторождений очень тонковкрапленные. Для большинства из них до настоящего времени не разработаны условия выделения при обогащении селективных концентратов с удовлетворительным извлечением металлов [3, 4, 5]. Наиболее экологически чистой технологией за рубежом считается автоклавный процесс, который обеспечивает вскрытие всех сульфидов с выделением элементарной серы и концентрацией благородных металлов с нерудной частью, выход которой в колчеданных рудах не превышает 10—15 %.

Для проведения экспериментальных работ была использована разработанная в ВИМСе и модернизированная в ЦНИГРИ автоклавная лабораторная установка высокотемпературного выщелачивания, которая обеспечивает:

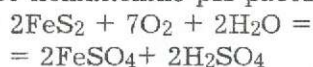
проведение выщелачивания при высоких температурах (давлениях);

полное перемешивание пульпы и плавное изменение скорости перемешивания;

регулирование температуры (давления) выщелачивания от 25°C до 500°C и выше;

подачу кислорода.

Эксперименты проводились следующим образом: навеска руды измельчалась до крупности 92—95 % -0,044 мм, а затем подвергалась автоклавному выщелачиванию. Автоклавное выщелачивание проводилось в двух температурных интервалах. Объясняется это тем, что при разложении сульфидов в процессе окислительного выщелачивания образуется сернистый ангидрид, который способствует понижению pH раствора:



Вследствие повышения кислотности раствора (pH≈2) происходит образование элементарной серы (S^0) при разложении сульфидов:

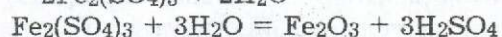
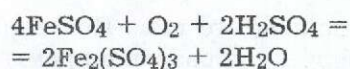


Образовавшаяся элементарная сера расплавляется при температуре около 112°C и, обволакивая поверхность сульфидов, препятствует выщелачиванию. В результате уменьшается выход металла. Поэтому предлагается выщелачивание проводить в две стадии. Первое окислительное выщелачивание рекомендуется вести при температуре 108—110°C. При этом обеспечивается достаточно высокая степень разложения сульфидов в течение 2,5 часов. Сульфаты всех металлов переходят в раствор, а элементарная сера остается в осадке. Кроме серы в осадке остается серебро, золото, кварц и плохо растворимые соли — сульфаты кальция и свинца.

После первой ступени окислительного выщелачивания температура в автоклаве повышается до 250—270°C. Целью высокотемпературного выщелачивания является гидролитическое осаждение оксида железа. При этом степень окисления железа в сернистом ангидриде повышается с 2 до 3, а $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ гидролизует при температуре около 100°C (при pH около 1,5) с образованием Fe_2O_3 .

Показатели аглоляционного выщелачивания руд

Месторож- дение	Наименование продуктов	Выход, т, г	Содержание, г/л, %							Распределение, %						
			Cu	Zn	Pb	Ag, г/т	Fe	S	Cu	Zn	Pb	Ag	Fe	S		
Филизчай	Раствор	0,388	1,42	9,20	0,10	—	7,80	2,90	95,63	94,65	2,99	—	7,97	2,96		
	Кек Руда	84 100	0,03 0,58	0,24 3,77	1,50 1,30	48,7 40,91	41,60 37,97	43,80 37,92	4,37 100	5,35 100	97,01 100	100 100	92,03 100	97,04 100		
Катех	Раствор	0,385	0,74	9,60	0,40	—	2,90	1,10	94,56	95,35	4,16	—	5,07	1,93		
	Кек Руда	82 100	0,02 0,30	0,22 3,88	4,33 3,70	175,0 3,70	25,50 143,5	26,30 22,03	5,44 21,99	4,65 100	95,84 100	100 100	94,93 100	98,07 100		
Кацар	Раствор	0,384	1,90	8,90	0,30	—	4,70	1,50	95,55	94,81	4,59	—	6,01	2,07		
	Кек Руда	85 100	0,04 0,76	0,22 3,61	2,82 2,51	3,0 45,05	33,20 30,03	32,10 27,86	4,45 100	5,19 100	95,41 100	100 100	93,99 100	97,93 100		



С повышением температуры гидролиз $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ сильно ускоряется. Продолжительность второй ступени окислительного выщелачивания составляет 1,2—2 часа.

Все остальные сульфиды, содержащиеся в руде, вероятнее всего, окисляются аналогично сульфиду железа, однако они не подвергаются гидролизу и остаются в растворе в виде сульфатных солей. Поэтому сульфаты тяжелых цветных металлов (меди, цинка) остаются в растворе. В осадок переходят сера, оксид железа (III), сульфат свинца, золото, серебро, кварц. После завершения окислительного выщелачивания пульпа подается на фильтрацию и осадок промывается. Раствор сульфатов меди, цинка и промывода совместно направляются для селективного извлечения оксидов или солей тяжелых цветных металлов.

Выделить соли тяжелых металлов из растворов можно различными общеизвестными способами — экстракцией, сорбцией, электролизом и др. В качестве объектов исследований были выбраны колчеданные руды Филизчайского, Катехского и Кацдагского месторождений. Опыты проводились при следующих установленных оптимальных параметрах: измельченные до крупности 95 % -0,044 мм навески проб, весом каждая 100 г, при отношении Ж:Т = 4:1, давлении кислорода 4—5 атм., продолжительности первой ступени выщелачивания 2,5 часа, второй — 1,5 часа, температуре первой ступени 110°C и второй — 250°C подвергались автоклавному выщелачиванию.

Результаты опытов представлены в таблице.

Данные таблицы показывают, что в продуктивные растворы, полученные от автоклавного выщелачивания руд месторождений Филизчай, Катех и Кацдаг переходят, в основном, медь и цинк на 94—95 % и до 5—8 % железа; 2—5 % свинца и 2—3 % серы. В остатках от выщелачивания (кеках) сосредотачиваются свинец — 95—97 %, полностью серебро, сера — 97—98 % и железо — 92—95 %.

В результате автоклавного вскрытия получают продуктивный раствор, содержащий медь и цинк, и кек, в составе которого свинец, серебро, железо, сера и пустая порода. Для выделения меди и цинка из продуктивных растворов рекомендуется вначале осадить медь автоклавным способом в реакторе при температуре 170°C в среде водорода при его давлении 35—40 атм. В течение одного часа осаждается до 95 % меди. Полученные медные порошки быстро окисляются на воздухе, поэтому их сушка и хранение должны проводиться в атмосфере нейтрального газа. Влажные медные порошки целесообразно прокатывать на медную ленту.

Далее следует осаждение цинка в виде сульфида в реакторе сероводородом при давлении 5—8 атм., температуре 100—120°C и кислотности раствора $\text{pH} \approx 2-3$. При этом осаждение цинка превышает 95—97 %.

Кек, содержащий элементарную серу, оксид железа (III), сульфат свинца, серебро и пустую породу, рекомендуется направить на последовательное извлечение серы флотацией, железа — кислотным растворением с последующим окислительным осаждением, свинца — выщелачиванием хлористым натрием и серебра — цианированием.

Элементарная сера из-за высокой гидрофобности частиц хорошо флотируется аполярными собирателями. При этом извлечение металла достигает 92—95 %.

Для выделения железа из кека рекомендуется провести вначале кислотное растворение металла, а затем окислительное осаждение. Кислотное растворение проводят при отношении Т:Ж = 1:3 и при температуре 90—95°C начинают подавать разбавленную серную кислоту до соотношения Т:Ж = 1:8. Выделяющийся сероводород улавливается раствором щелочи. При сернокислотном выщелачивании в раствор переходит свыше 90 % железа. Проведение этой операции не вызывает особых затруднений, растворение протекает очень интенсивно и полностью заканчивается в течение 30 минут. Получаемые растворы ферро-

сульфата содержат до 70—75 г/л серной кислоты, что препятствует переходу в раствор цветных металлов. Серная кислота в дальнейшем регенерируется и возвращается в «голову» операции.

Окислительное осаждение железа проводится при температуре 190—210°C и давлении кислорода 2—3 атм. в течение 30 минут. Сущность операции сводится к окислению ферросульфата кислородом и последующему гидролизу солей трехвалентного железа. В результате этой операции высвобождается серная кислота и выделяется осадок гидроксида железа, служащий хорошим сырьем для получения железного порошка высокой чистоты. При проведении этой операции важно достигнуть наиболее полного осаждения железа и получить гидратные осадки с содержанием серы не выше 2—3 %. При указанных выше параметрах процесса удавалось осадить 85—90 % железа, концентрация же кислоты составляла 60—65 г/л. Следует отметить, что концентрация серной кислоты может изменяться, т.к. она находится в прямой зависимости от состава получающихся гидратных осадков. В случае повышенного содержания серы в осадках кислотность растворов понижается. Получение высокосернистых осадков с содержанием серы 10—15 % крайне нежелательно, т.к. из таких осадков трудно получать железные порошки высокого качества. Поэтому осаждение железа ведется при таких условиях, чтобы получать осадки с наименьшим содержанием серы, а растворы — с наибольшим содержанием кислоты.

Гидратные осадки являются хорошим сырьем для получения редоксайда, губчатого железа или железного порошка.

Для получения редоксайда осадок прокаливается при температуре 850°C в течение двух часов, в результате чего содержание серы в осадке уменьшается до 0,2 %.

Метод получения губчатого железа сводится к восстановлению железа в шахтном реакторе при температуре 900—950°C, под давлением 15—20 атм., с применением в качестве восстановителя и теплоносителя конверсированного с

кислородом природного газа. Последний метод разработан и проверен в промышленных условиях институтом «Гипронибель». Получаемое губчатое железо отличается высокой чистотой, содержание примесей в нем незначительно. Оно может быть использовано в аккумуляторной промышленности, в порошковой металлургии, в электронной промышленности.

Для выделения свинца из сульфоксидной его формы рекомендуется вначале провести выщелачивание кека 25 % NaCl при соотношении Т:Ж = 1:2 или 1:4, а затем осаждение свинца из раствора известными методами. При этом свинец на 92—95 % переходит в раствор в виде хлорида. Эти исследования проведены в АзОКИ ЦНИГРИ в 1974—1977 гг. А.З.Ахмедовым и Р.А.Кязимовым на окисленных рудах Катехского и Кацдагского месторождений.

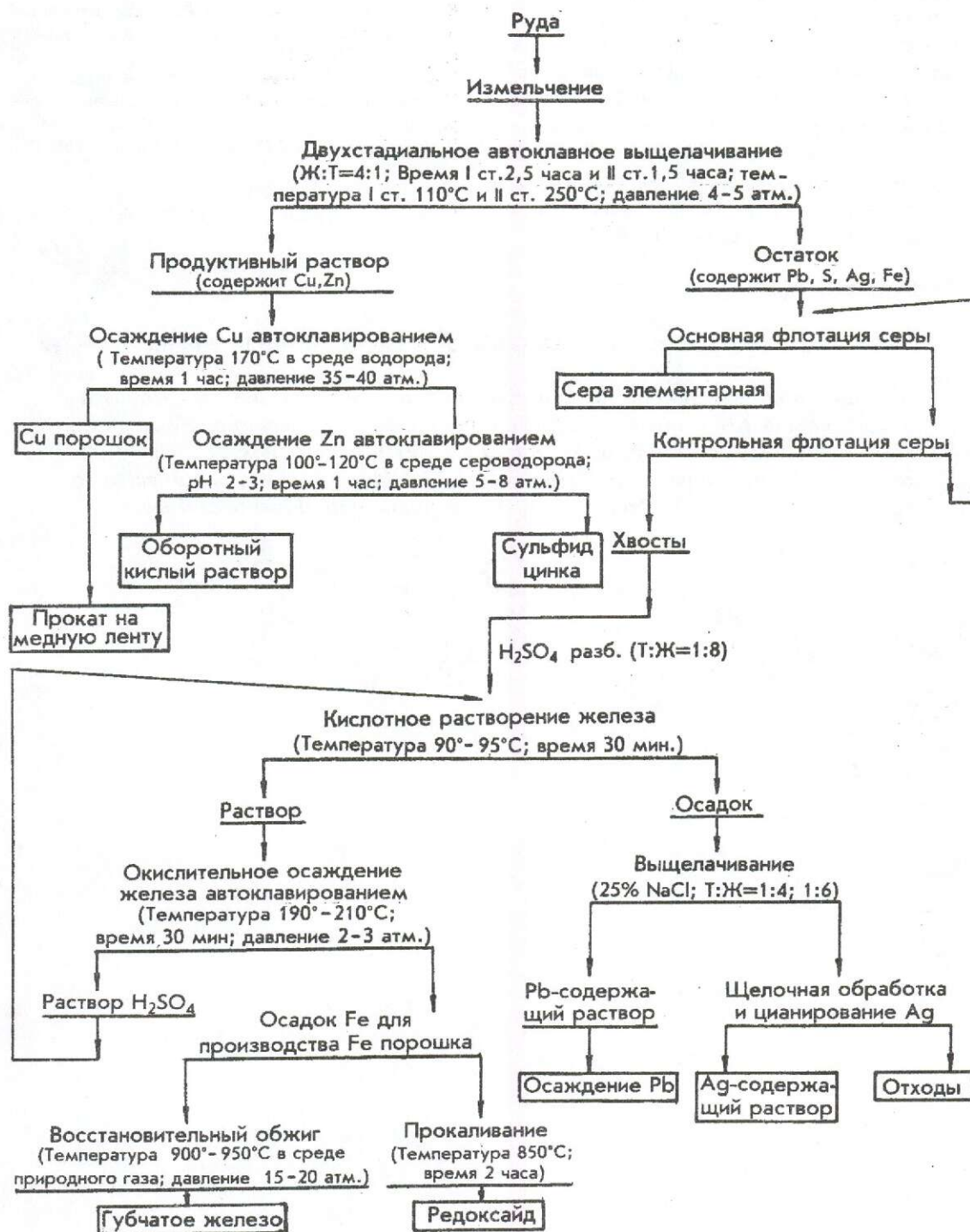
Наконец, для извлечения серебра рекомендуется применение метода цианирования. Из практики известно, что серебро достаточно легко переходит в цианистые щелочные растворы с извлечением 80—95 %, в зависимости от минеральной формы нахождения. Затем электролитическим методом обеспечивается получение чистого металла с извлечением 95 % из раствора.

Таким образом, на основании анализа существующих технологий и проведенных экспериментальных исследований рекомендуется технология переработки колчеданных руд (рисунок).

Технология комплексного использования колчеданных руд (на примере месторождений Филизчай, Катех и Кацдаг) включает:

1. Автоклавное вскрытие руд с получением в «голове» технологической схемы продуктивного раствора, содержащего медь и цинк при их извлечении 94—95 %. В остатках от выщелачивания концентрируются свинец — 95—97 %, полностью серебро, сера — 97—98 % и железо — 92—95 %.

2. Выделение меди до 95 % в медные порошки и цинка до 95—97 % — в товарный сульфид цинка при переработке раствора.



Рекомендуемая автоклавная технология переработки сплошных колчеданных руд и пиритных концентратов.

3. Последовательное выделение серы при переработке кека флотацией, железа — кислотным растворением с последующим окислительным осаждением, свинца — выщелачиванием хлористым натрием и серебра — цианированием. При этом извлечение серы во флотационный концентрат составит 92—95 %, железа в железный порошок — 85 %, свинца в хлористый раствор — 92—95 % и серебра в цианистые растворы — 80—95 %.

Kyazimov R.A.

An autoclave technology for massive sulfide base metal ore treatment

An integrated technology of massive sulfide ore treatment is proposed. Autoclave leaching yields a solution containing copper and zinc, while leaching residue contains Pb, Ag, S and Fe. Further treatment of the solution produces copper powder and zinc sulfide. Leaching residue is subjected to cyanidation to produce free sulfur, spongy iron, lead chloride and silver.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клименко Н.Н., Кязимов Р.А. Анализ современного состояния переработки колчеданных руд. — М.: ВИЭМС, 1987.
2. Сусликов Б.Ф., Ревнищев В.И., Сатпаев И.Ш. Интенсификация процессов обогащения минерального сырья. — М.: Наука, 1981. С. 5—8.
3. Wakamatsu T. XV Congress in Kanna. 1985. Vol. 3. P. 293—302.
4. Neves Ferrao Carlos A. A lavaria piloto da E.D.M.A. Bol. minas, 1983. Vol. 20. № 1. P. 21—31.

ДИСКУССИИ

УДК 553.441

© В.А.Степанов, 1998

ТЕЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

В.А.Степанов (АмурКНИИ ДВО РАН)

Выделен новый телемагматический класс золоторудных месторождений гидротермальной группы. К нему отнесены месторождения, ранее называемые карлинскими, невадийскими или месторождениями с рассеянным, тонким или микрорассеянным золотом. Для телемагматических месторождений характерны отсутствие потенциально рудоносных магматических образований, локализация вкрапленных руд в метасоматитах преимущественно аргиллизитовой и лиственитовой формаций при низкой доле кварцевожильной составляющей, а также золото-ртуть-мышьяк-сурьма-таллиевая геохимическая специализация руд.

Месторождения золота гидротермальной группы являются основой золотодобывающей промышленности большинства стран мира, за исключением ЮАР и России, в которых добыча ведется, главным образом, из древних (в ЮАР) и современных (в России) россыпей. В гидротермальной группе обычно выделяются два класса золоторудных месторождений — плутоногенный и вулканогенный [2, 5, 6, 7, 12 и др.]. Основными критериями отнесения месторождений к тому или иному классу служили пространственная и парагенетическая связь золотого оруденения гидротермального генезиса с интрузивными или вулканическими комплексами. Но за последние десятилетия была выявлена группа месторождений золота, связь которых с магматическими породами явно не устанавливается. Они располагаются на площадях развития дорудных осадочных, метаморфических, реже интрузивных формаций, где отсутствуют синхронные оруденению материнские изверженные породы. Это месторождения, называемые по-разному: карлинского и невадийского типа [10, 11, 14, 16], рассеянного или тонкорассеянного золота [13, 15, 17] или золото-ртутные. Золото-ртутным месторождениям посвящена отдельная монография [9]. Среди них находятся широко известные, в

том числе крупные золоторудные месторождения Карлин, Гетчелл, Пинсон, Голд-Кворри, Меркур, Ноксвилл (США), Хемло (Канада), Воронцовское, Куранах, Кючюс (Россия), Цзинья, Донгбейцай, Ята, Гетан (Китай) и многие другие.

Эти месторождения предлагается отнести в особый телемагматический класс золоторудных месторождений гидротермальной группы. Термин телемагматический (от греч. tele — вдалеке, далеко) применялся П.Ниггли [5] и Г.Шнейдерхеном [12] для рудных месторождений гидротермального генезиса, удаленных от материнской интрузии, местонахождение которой неизвестно и может только предполагаться. Минеральные растворы до отложения перемещались на очень большое расстояние [12]. К предлагаемому термину близки названия телетермальные (Грейтон, 1933) и, особенно, амагматогенные месторождения, располагающиеся на площадях, где отсутствуют активные изверженные породы, гидротермальными дериватами которых эти месторождения могли бы являться [7]. К телемагматическим Г.Шнейдерхен относил халькозиновые месторождения меди, расположенные в Коннектикоте (Аляска).

В.И.Смирновым выделены следующие амагматогенные формации: борнит-

халькопиритовых месторождений меди в пластах песчаников (Джезказган, Удокан), галенит-сфалеритовых месторождений свинца и цинка в карбонатных породах (Каратау, Атасу, Сардана), антимонитовых и киноварных месторождений сурьмы и ртути (Кадамджай, Хайдаркан, Альмаден), реальгар-аурипигментовых месторождений (Джульфа, Лухуми) и флюоритовых месторождений (Такоб, Аурахмат, Амдерма). Таким образом, к телемагматическим (амагматогенным) месторождениям меди, свинца, цинка, сурьмы, ртути, мышьяка и флюорита нами добавлены месторождения золота. По условиям формирования, составу руд и рудовмещающих метасоматитов телемагматические месторождения золота наиболее близки к месторождениям ртути, сурьмы и мышьяка, в которых нередко отмечается примесь благородных металлов [8].

Основные особенности и закономерности размещения телемагматических месторождений золота. Для телемагматических золоторудных месторождений характерны следующие общие черты:

рудные тела представлены зонами и залежами метасоматитов преимущественно аргиллизитовой и лиственитовой формаций при низкой доле кварцевожильной составляющей;

отсутствуют потенциально рудоносные магматические образования;

геохимический спектр руд составляют золото-ртуть-мышьяк-сурьма-таллий при наиболее устойчивой положительной корреляции между золотом и ртутью и высоким золото-серебряном отношении;

тонкое рассеянное в рудах золото, размерностью в микроны и доли микрона, обладающее высокой пробой и значительной концентрацией ртути; руды сформированы на небольших глубинах (от 1500—500 м до приповерхностных условий) из средне- и низкотемпературных флюидов (250—150°C).

Телемагматические месторождения золота ранее были объединены нами в единую золото-ртутную формацию в понимании Р.М.Константинова [3] и В.А.Кузнецова [4], которые определяют

формацию как группу месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, формирующимися в близких геологических условиях независимо от времени образования. Название формации выбрано далеко не случайно. Оно согласуется с традиционными для российской школы геологов сложными названиями золоторудных формаций: золото-кварцевая, золото-углеродистая, золото-серебряная и др. В них на первое место ставится главный и зачастую единственный добываемый компонент — золото, на второе — элемент или минерал, являющийся спутником золота, но отнюдь не всегда извлекаемым компонентом руд (кварц, углерод, сульфиды), за исключением, пожалуй, серебра. Поэтому к золото-ртутной формации отнесены не только те месторождения, в которых уровень концентрации ртути достаточен для ее попутного извлечения (Кючюс, Хемло, Карлин, Ноксвилл), но и месторождения с низкими содержаниями ртути (Куранах, Воронцовское, Голд-Кворри и др.). Исходя из типичного геохимического спектра руд рассматриваемых месторождений правильнее было бы назвать формацию золото-ртутно-мышьяково-сурьяно-таллиевой, но это громоздкое название вряд ли приживется. Для краткости из спутников золота выбрана ртуть как наиболее частый типоморфный спутник золота в рудах данных месторождений, тесно с ним коррелирующий. Нередко содержание ртути, в отличие от мышьяка, сурьмы и таллия, достаточно для ее попутной отработки. Кроме того, ртуть входит в состав самородного золота в виде твердого раствора или образует с ним интерметаллические соединения.

Совместно с ртутными месторождениями золото-ртутные образуют золото-ртутные металлогенические зоны, отчетливо выделяющиеся среди ртутных, реже золоторудных провинций. Они приурочены к верхней, слабо эродированной части зон глубинных разломов, разделяющих крупные геоблоки. Зоны сопровождаются рифтовыми впадинами, а на глубине им отвечают валлообразное поднятие астеносферы или перегиб основания земной коры. Наличие рифтовых впадин

Типизация телемагматических месторождений золота

Геологические типы	Ультрабазитовый	Карбонатный	Метаморфический	Терригенный
Геотектоническая позиция металлогенических зон	Зоны глубинных разломов, служащие продолжением на континенте структур мантийного заложения — срединно-океанических хребтов или трансформных разломов			
Типоморфные особенности рудовмещающих структур	Тектонические швы, залеченные интрузиями гипербазитов	Надвиговые системы	Зоны расщепления	Крупные сбросо-сдвиги
Этап формирования	Внутриконтинентальное рифтообразование			
Геологические формации, вмещающие оруденение	Вулканогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфы, алевролиты, глинистые сланцы), проврванные серпентинизированными гипербазитами	Карбонатные и терригенно-карбонатные породы (известняки, доломиты, известковистые алевролиты с прослоями кремнистых сланцев и кварцитов)	Вулканогенно-осадочные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации (фельзиты и их брекчии, туфопесчаники, песчаники и алевролиты)	Терригенные «черносланцевые» толщи (алевролиты, аргиллиты и песчаники)
Интрузивные образования	Дорудные ультрабазиты	Дорудные дайки среднего и кислото составов	Пострудные дайки диабазов	Отсутствуют
Рудолокализирующие структуры	Зоны дробления и милонитизации на контактах массивов гипербазитов	Фронтальные зоны надвигов и взросов	Межпластовые срывы	Дискордантные зоны дробления
Морфология рудных тел (в основном вкрапленных руд)	Плито- и плащеобразные тела	Пластообразные залежи	Линейные минерализованные зоны	Штокверки
Гидротермальные изменения	Лиственнитизация, карбонатизация	Джаспероидизация, аргиллизация	Калишпатизация, серицитизация, аргиллизация	Дикситизация, окварцевание
Вертикальный размах оруденения	200—300 м	100—400 м	1200 м	200—800 м
Глубина формирования оруденения	От 100—500 до 1500 м			
Минеральный состав	Устойчивая ассоциация высокопробного ртутистого золота с минералами ртути, мышьяка, сурьмы и галлия			
Рудные минералы	Киноварь, метациннабарит, антимонит, золото, самородная ртуть, пирит, марказит	Пирит, киноварь, реальгар, аурипигмент, антимонит, золото, мышьяк, рутьерит, кристит, карлинит	Пирит, молибденит, киноварь, золото, антимонит, реальгар, аурипигмент, рутьерит, паразипротит, самородные мышьяк и сурьма, аурустибит	Пирит, арсенопирит, киноварь, антимонит, золото, реальгар, самородная ртуть

Геологические типы	Ультрабазитовый	Карбонатный	Метаморфический	Терригенный
Нерудные минералы	Анкерит, доломит, магнезит, кальцит, кварц, халцедон, опал, каолинит, углеводороды и битумы	Кварц, халцедон, карбонаты, барит, серицит, иллит, каолинит, аморфный углерод и графит	Серицит, кварц, барит, бариевый микроклин, каолинит, графит	Кварц, кальцит, анкерит, диксит, серицит, гидрослюда, углеродистое вещество
Типоморфизм золота	Дисперсное до мелких самородков, высокопробное	Дисперсное, 950—990 пробы, ртутистое	Дисперсное, высокопробное с содержанием ртути 5,7—11,6 %	Дисперсное до мелкого, 900—990 пробы с содержанием ртути 0,8—12,5 %
Геохимические ассоциации	Золото-ртуть-сурьма-мышьяк	Золото-ртуть-мышьяк-галлий	Золото-ртуть-молибден-мышьяк-сурьма-галлий	Золото-мышьяк-ртуть-сурьма
Примеры месторождений	Ноксвилл, Нью-Идрия, Вилбур-Спрингс, Шамрок, Манзанита (США)	Карлин, Кортес, Гетчелл, Релиф-Каньон, Пребл, Пинсон, Голд-Акрес, Меркур, Кендалл, Белл (США), Воронцовское, Куранах, Тас-Юрях (Россия), Ята, Гэтан (Китай)	Хемло (Канада)	Кючюс (Россия), Голд-Кворри (США), Цзинья, Донгбейцай (Китай)

указывает на раздвиговой характер дислокаций в момент рудообразования, а аномально высокое стояние мантии — на доступ теплового потока и глубинных флюидов в верхние горизонты земной коры. Геотектоническая позиция золото-ртутных зон определяется продолжением в пределы материка структур срединно-океанических хребтов [1] или трансформных разломов.

Своеобразие золото-ртутной формации состоит в том, что для размещения ее месторождений подходят, по существу, любые геологические комплексы: терригенные и карбонатные осадки, метаморфические образования или интрузии гипербазитов. Это свидетельствует о крайне пассивной роли субстрата в процессе рудообразования. Определяющим для рудолокализации является наличие крупных разломов, служащих рудоподводящими структурами, а также структурных ловушек в виде зон надвигов либо пологих контактов гипербазитовых интрузий, нередко благоприятное значе-

ние имеют литологические горизонты и экранирование оруденения пластами глинистых сланцев. В том случае, когда рудовмещающей структурой служит крутонаклонный разлом (месторождения Кючюс, Хемло), вертикальный размах оруденения может быть значительным (0,8—1,2 км), что роднит золото-ртутные месторождения с такими монометалльными ртутными месторождениями как Альмаден или Чонкой.

По условиям рудолокализации выделены четыре геологических типа золото-рудных месторождений телемагматического класса: ультрабазитовый, карбонатный, метаморфический и терригенный (таблица).

Отличия выделенных типов месторождений друг от друга объясняются дивергентным развитием рудного процесса: изначально близкие по составу флюиды, циркулируя среди различных по составу вмещающих пород, выщелачивали из них определенные компоненты, которые затем реализовались в составе руд и

метасоматитов. В пределах каждого из геологических типов могут быть выделены геохимические (золото-ртутные, золото-мышьяковые, золото-сурьмяные, золото-таллиевые, золото-мышьяково-ртутные и др.) или минеральные (золотокиноварные, золото-антимонитовые и др.) типы.

В заключение отметим, что выделение нового телемагматического класса золоторудных месторождений гидротермальной группы позволит не только уточнить классификацию золоторудных месторождений и привлечь внимание исследователей к новому типу месторождений, но и по-новому оценить потенциал золотоносности ряда регионов нашей страны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзон Р.О., Левитан Г.М., Степанов В.А. Золото-ртутное оруденение и геотектонические условия его формирования // Сов. геология. 1989. № 9. С. 37—39.
2. Ивсен Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации / Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. — М.: Наука, 1975. С. 5—120.
3. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973.
4. Кузнецов В.А. Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 3—14.
5. Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. — М.: Геолразведиздат, 1933.
6. Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке / Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. — М.: Наука, 1966. С. 5—38.
7. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1982.
8. Степанов В.А., Берзон Р.О. Выявление золото-ртутных руд на ртутных месторождениях // Разведка и охрана недр. 1985. № 2. С. 27—29.
9. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. — Владивосток: Дальнаука, 1993.
10. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада / Рудные месторождения США. Т.2. — М.: Мир, 1973. С. 590—624.
11. Шер С.Д. Металлогения золота. — М.: Недра, 1972. Т. 1.
12. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. — М.: Иностранная литература, 1958.
13. Percival T.J., Radtke A.S. Sedimentary rock-hosted disseminated gold mineralization in the Alshar district, Macedonia // Can. Miner. 1994. V. 32. № 3. P. 649—665.
14. Radtke A.S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1985. № 1267. VI.
15. Rye R.O. A model for the formation of carbonate-hosted disseminated gold deposits based on geologic, fluid-inclusion, geochemical and stable-isotope studies of the Carlin and Cortez deposits, Nevada // US Geol. Surv. Bull. 1985. № 1646. P. 35—42.
16. Rytuba J.J. Arsenic minerals as indicators of conditions of gold deposition in Carlin-type gold deposits // J. Geochem. Explor. 1986. V. 25. № 1—2. P. 237—238.
17. Wrucke C.T., Armbrustmacher T.J. Geochemical and geological relation of gold and other elements at the Gold Acres open-pit mine, Lander county, Nevada // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1975. № 860. P. 1—27.

Stepanov V.A.

Telemagmatic gold deposits

A new telemagmatic class of hydrothermal gold deposits has been established. It includes the deposits that were earlier referred to as Carlin type, Nevada type deposits or deposits with dispersed, fine or micro-dispersed gold. Telemagmatic gold deposits are characterized by the absence of potential ore-bearing magmatic formations, localization of disseminated ores in metasomatites of predominantly argillized and listvenite formations with relatively low proportion of vein quartz component, and Au-Hg-As-Sb-Tl geochemical specialization of ores.

УДК 553.411.06:552.578.3

© В.А.Нарсеев, 1998

О ГЕНЕЗИСЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

В.А.Нарсеев (АмурКНИИ ДВО РАН)

На примере Бакырчикского рудного поля приводятся аналитические данные, подтверждающие пространственно-временные связи вмещающей среды и золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах, и модель многоступенчатого концентрирования золота.

Проблема золото-сульфидного (пирит-арсенопиритового) оруденения в черносланцевых терригенных толщах (ЧСТ) в полную силу зазвучала после открытия и разведки Бакырчикского месторождения в Калбинской золотоносной провинции Юго-Западного Алтая (Восточный Казахстан), крупных и уникальных месторождений в Кызылкумах (Кокпатас, Мурунтау, Даугыз), Ленском районе (Сухой Лог), на Чукотке (Майское и др.), в Енисейском крае (Олимпиадинское), в Киргизии (Кумтор). Сегодня важное промышленное значение месторождений этого типа признается во всем мире.

С момента начала разведки Бакырчика было высказано представление о гидротермальном генезисе оруденения (Е.Т.Маковкин, А.Я.Котов, Н.И.Бородаевский), поддержанное и развитое плеядой специалистов геолого-разведочных и научно-исследовательских организаций. Поскольку в 50—60-е годы на Алтае любое сульфидное оруденение связывалось с зонами смятия (Иртышская, Северо-Восточная и другие более мелкие), золото-сульфидная минерализация Бакырчика также была связана с такой же зоной, получившей название Кызыловской. В Ленской провинции, где было выявлено оруденение подобного типа (Голец Высочайший, Первенец, Сухой Лог), В.А.Буряк [1], располагая весьма представительными литогеохимическими данными и богатым геологическим материалом, привлек внимание исследователей к роли вмещающей терригенной обогатенной углеродистым веществом среды. Он выдвинул представление о гидротермально-метаморфогенном характере золотого оруденения [2].

В.А.Буряк этим отдал дань модной в тот период концепции метаморфогенного оруденения, развиваемой Я.Н.Белевцевым. В Кызылкумской провинции, где по литогеохимическим ореолам мышьяка и золота в сочетании с повсеместным развитием кварцевой метаморфогенной минерализации были обнаружены Мурунтау и другие объекты, В.Г.Гарьковец предложил концепцию сингенетически-эпигенетического происхождения золотого оруденения [3, 4].

В середине 60-х годов, таким образом, существовало три концепции генезиса золотого оруденения в ЧСТ: эндогенная гидротермально-метасоматическая, метаморфогенно-гидротермальная и сингенетически-эпигенетическая [5, 6].

Работами В.С.Шибко, Г.А.Суслова, В.И.Зенковой и В.А.Нарсеева на Бакырчикском рудном поле, В.Г.Гарьковца, Г.В.Касавченко и А.Г.Бендика на Мурунтауском, В.А.Буряка, В.Б.Левицкого и В.А.Коткина на Сухоложском месторождениях было установлено наличие специфических рудовмещающих терригенных отложений с высоким кларком золота и показано, что золотое оруденение локализовано преимущественно или только в пределах этой части разреза. На Бакырчике такие отложения были закартированы под названием бакырчикской толщи (В.С.Шибко) и свиты (Н.А.Фогельман) или впоследствии — бакырчикской подсвиты буконьской свиты (В.А.Нарсеев, Д.М.Козлянинов, Ю.В.Гостев); в Кызылкумах они были выделены в бесапанскую свиту (так называемый пестрый бесапан); в Енисейском крае — в удерейскую толщу.

Во всех регионах общими свойствами этих толщ являются:

специфический состав и строение терригенного комплекса, наиболее отвечающий таковому микститов подводных дельт;

постоянное наличие в количестве 1—10 % углеродистых веществ сапропелевого ряда — от слабометаморфизованного рассеянного органического вещества (РОВ) и антраксолитов до шунгизитов и графитов;

постоянное наличие в разрезе сингенетических дисульфидов железа (мельниковит, марказит, пирит) в виде вкрапленных кристаллов и овоидов, прослоев и тонких пластов (вплоть до сплошных лентовидных залежей);

высокие содержания фосфора (0,5—1,5 %), образующего комковидные скопления и прослои глинисто-фосфатного состава, переходящие в зонах тектонического и термального воздействия в зернистые агрегаты и кристаллы апатита;

необычные микроформы нахождения свободного золота в виде спутанно-волокнистых масс, ультрамикрорекристаллов и дендритов;

широкое развитие никелистого золота в виде интерметаллидов, ассоциирующих с металлами платиновой группы;

высокий геохимический фон цинка, никеля, золота, МПГ;

своеобразные структуры и текстуры матрикса микститов и аргиллитов, связанные с диагенезом-эпигенезом подводных осадков, обвальными оползневыми и мутьевыми потоками и явлениями апвеллинга;

широкое развитие систем эпигенетических минеральных новообразований вкрапленного и лестнично-прожилкового характера с четкой приуроченностью к толщам определенного состава и строения.

Имеется обширная литература, где охарактеризованы перечисленные особенности и показана их роль при генетических построениях того или иного толка. Согласно сингенетически-эпигенетической гипотезе [6, 8], формирование оруденения представляется в несколько этапов:

1 этап — формирование специфических осадков с высоким геохимическим фоном золота (10—15 мг/т), никеля, МПГ, фосфора, цинка, серы, мышьяка.

2 этап — диагенез — ранний эпигенез осадков в условиях положительных температурных градиентов с возникновением новообразований состава, адекватного составу осадков (Au — 100—150 мг/т).

3 этап — ранний метаморфизм (цеолитовая, серицит-хлоритовая фации) с развитием согласных и секущих жил метаморфогенного кварца, кристаллических форм сингенетично-эпигенетического пирита с двориками давления. Образование систем послонных и секущих (кливажных) прожилков, сингенетичных серицитовых, хлоритовых и других пород (Au — 1,0—1,5 г/т).

4 этап — термальный метаморфизм в зонах диапир-антиклиналей, надинтрузивных зонах молодых магматитов, поясах даек. Образование систем секущих жил и прожилков с золотосульфидной минерализацией, образование стратиформных вкрапленных залежей и штокверков (Au — 10—15 г/т).

Модель ступенчатого перераспределения и накопления в локальных структурах золотой минерализации представляется наиболее обоснованной. Это вовсе не означает, что она имеет абсолютную аргументацию. Состояние геологической науки сегодня таково, что можно говорить лишь о непротиворечивых обоснованиях той или иной концепции.

В предлагаемой статье изложены оригинальные данные по декрепитации и изотопному составу свинца пород и руд месторождения Большевик, входящего в состав Бакырчикского рудного поля Калбинской золотоносной провинции Юго-Западного Алтая.

При детальном картировании площади рудного поля и изучении месторождений с поверхности, в карьерах, подземных выработках, по керну шести профилей опорных скважин группой ЦНИГРИ (В.А.Нарсеев, Д.М.Козлянинов, Ю.В.Гостев, А.А.Шиганов, А.Г.Захаров, 1989—1991 гг.) были отобраны пробы для исследований термобарогеохимических особенностей пород и руд. Аналитические

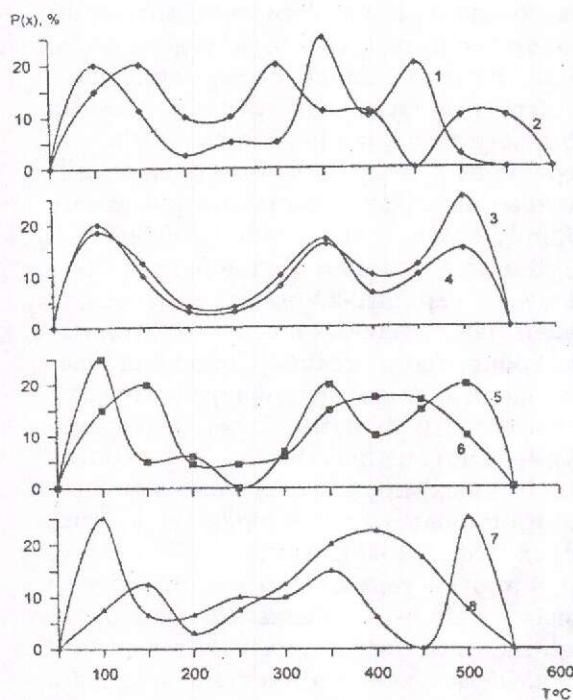


Рис. 1. Кривые вакуумной декрепитации пород и руд месторождения Большевик.

Цифры на рисунке: 1 — золото-пирит-арсенопиритовая руда; 2 — жильный кварц; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — тонкое переслаивание песчаников и алевролитов; 6 — микститы; 7 — фельзиты из даек 8 — пиритолиты.

работы выполнены в Ростовском Государственном Университете в лаборатории проф. В.Н.Труфанова по единой оригинальной методике на вакуумном декрепитометре ВД-4. На рис. 1, 2, 3 и в табл. 1 приведены результаты измерений. Как можно видеть, основные типы пород месторождения — песчаники и алевролиты — дают однообразные кривые декрепитации с максимумами при 100—110°C, 350°C, 500°C. По кривым декрепитации рудовмещающие микститы отличаются от песчаников наличием размытого максимума в области 350—500°C, отвечающего сульфидсодержащим их разновидностям и сульфидным золото-пирит-арсенопиритовым рудам. Последние дают три четких максимума и один слабо выраженный: 100°C, 250°C (слабый), 350°C и 450°C. Кривая для кварца из жил имеет ряд

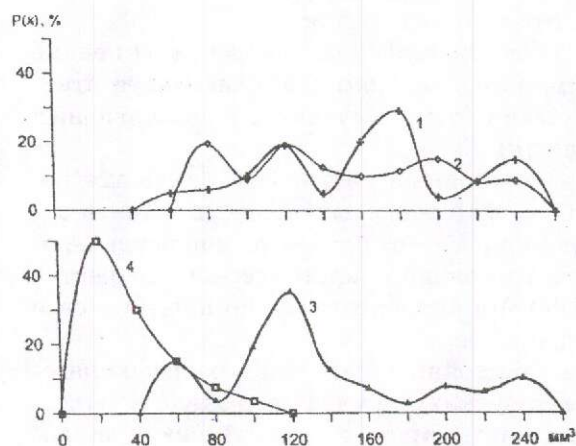


Рис. 2. Распределение значений энергетичности флюидоактивности (выход летучих в мм³ на 200 мг пробы) по устойчивости максимума рядовых проб.

Цифры на рисунке: 1 — max 100°C; 2 — max 350°C; 3 — max 450°C;

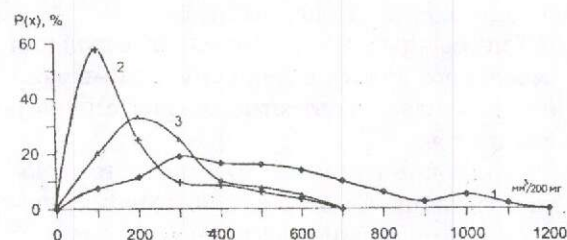


Рис. 3. Распределение значений выделения газа и воды.

Цифры на рисунке: 1 — газовыделение в интервале 250—400°C; 2 — газовыделение в интервале 200—250°C; 3 — выделение воды в интервале 250—400°C; 4 — выделение CO₂ в интервале 250—400°C.

максимумов: 150°C, 300°C, 400°C (слабый), 520°C, для пород из даек установлены пики: 100°C (интенсивный), 250°C (слабый), 350°C и 500°C.

Совместный анализ кривых декрепитации позволил выделить для всех пород и руд диагенетический максимум 100°C—150°C, когда теряется молекулярная вода, связанная с наличием гидрослюд, первичных опалов и халцедонов. Присутствие последних доказано электронно-микроскопическими и рентгеновскими исследованиями В.Н.Матвиенко

1. Газовый состав пород и руд месторождения Большевик

Наименование пород и руд	t°C интервал измере- ний	Газы, мм ³ /200 мг										Суммарный объем газов, мм ³ /200 мг	Валовый объем, мм ³ /200 мг	
		H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	CO	H ₂ O	H ₂ S	SO ₂	C ₂ H ₄			
Известковистый алевролит	20—250	—	0,1	2,17	—	4,75	—	81,31	—	—	—	—	88,34	3108,18
	250—400	—	1	сл.	0,79	29,44	сл.	83,78	сл.	—	—	1,21	115,4	
	400—550	—	—	0,94	сл.	1823,7	683,3	380,2	—	—	—	16,3	2904,44	
Известково-гли- нистый сланец с сульфидами	20—250	—	—	5,12	—	2,11	—	181,26	—	—	—	—	188,97	3301,53
	250—400	—	0,4	4,89	сл.	9,43	—	204,16	3,84	0,21	—	—	222,53	
	400—550	164,2	8	7,12	6,28	199,8	137,28	633,6	—	—	40,8	—	2890,03	
Алевролит с вкрапленной руд- ной минерализа- цией (руда)	20—250	—	сл.	2,78	—	2,95	—	64,76	1,112	—	—	—	71,61	331,37
	250—400	—	—	3,48	1,28	4,18	—	49,6	0,244	—	—	—	59,19	
	400—550	6,19	—	2,07	1,61	27,45	—	142,14	20,24	—	—	—	200,57	
Рудный микстит	20—250	—	—	2,81	—	5,71	—	241,22	—	—	—	—	249,74	1949,98
	250—400	—	—	—	—	11,51	—	153,23	—	—	—	—	164,75	
	400—550	49,44	—	0,42	3,31	570,24	26,2	816,64	61,44	—	—	6,8	1534,49	
Песчаник	20—250	—	—	3,14	—	5,95	—	176,48	—	—	—	—	185,57	2666,03
	250—400	—	—	1,4	—	15,96	—	229,68	—	—	—	—	247,88	
	400—550	222,4	—	0,51	1,44	337,92	210,9	1457,2	—	—	—	—	2232,58	
Минерализован- ный сульфидами песчаник	20—250	—	—	1,21	0,03	5,13	—	51,82	—	—	—	—	61,19	459,92
	250—400	—	—	1,49	—	7,35	—	60,74	—	—	—	—	69,58	
	400—550	—	—	0,86	—	78,07	—	211,81	38,4	—	—	—	329,15	

П р и м е ч а н и е. Выполнен полный анализ 20 проб. В таблице представлены наиболее типичные значения.

2. Соотношение изотопов свинца в минералах и породах золото-сульфидных руд месторождения Большевик

Материал пробы	Соотношение изотопов свинца				
	208/206	206/204	207/204	208/204	207/206
Сульфиды пород:					
Пирит из алевролитов	2,0808	18,072	15,528	37,750	85,921
Пирит из песчаников	2,0943	18,038	15,579	37,779	86,362
Сульфиды руд:					
Пирит	2,0808	18,074	15,492	37,609	85,715
Пирит	2,0966	17,979	15,489	37,693	86,154
Пирит с включениями галенита	2,0744	18,278	15,610	37,917	85,410
Арсенопирит	2,0712	18,225	15,550	37,748	85,324
Арсенопирит	2,0819	18,259	15,568	37,848	85,265
Арсенопирит с включениями галенита	2,0810	18,113	15,506	37,693	85,610
Галенит	2,0981	17,968	15,644	37,699	87,064
Галенит из пирита	2,0850	18,086	15,492	37,709	85,734
Галенит из арсенопирита	2,1073	17,836	15,501	37,586	86,907
Углеродистое вещество из алевролитов					
Спирто-бензольная вытяжка	2,0787	18,472	15,681	38,309	84,898
Хлороформенная вытяжка	2,1010	18,367	15,789	38,588	84,857
Вытяжка HCl (1-норм.)	—	17,956	15,390	37,519	—
Вытяжка HCl (конц.)	—	18,472	15,637	38,399	84,653
Вытяжка HF (конц.)	—	—	—	—	85,902
Вытяжка HNO ₃ (конц.)	2,0802	18,218	15,557	38,281	—
Углеродистое вещество из руд					
Спирто-бензольная вытяжка	2,1232	17,863	15,444	37,928	86,457
Хлороформенная вытяжка	—	18,337	15,757	38,70	—
Вытяжка HCl (1-норм.)	2,1146	18,085	15,468	38,242	85,532
Вытяжка HCl (1-норм.) при 600°C	2,0960	18,014	15,461	37,757	85,828
Вытяжка HF (конц.)	—	18,245	15,576	37,887	—
Вытяжка HNO ₃ (конц.)	2,0991	19,716	16,991	41,385	86,178

(1988—1990). Максимум 350°C отвечает температурам формирования новообразований метаморфической цеолитовой фации. Морденит развит в породах повсеместно, что установлено исследованиями В.И.Зенковой [5]. Этот максимум характерен для кварца послонных и будинированных жил метаморфогенного облика, широко представленных в динамометаморфизованных породах и микститах. Несколько более высокие температуры (400°C) декрепитации имеет кварц из жил секущего типа. Прожилковый кварц в дайках кислого состава дает также четкий максимум при 500—550°C. Высокотемпературный максимум (500°C и более) связан с термическим окислением углеродистого вещества и разложением карбонатов. Особенности динамики газовой выделения показаны на рис. 2 и 3. Кривая 1 (см. рис. 2) отчетливо иллюстри-

рует важную роль в общем объеме флюида низкотемпературного (100°C) компонента. Кривая 2 отражает роль метаморфогенного флюида, а 3 — техногенного, вторичного, связанного с термическим разложением компонентов породы. Косвенно связь эволюции вмещающих пород и рудной минерализации проявляется в удивительном совпадении всех максимумов их декрепитации.

Атомохимические исследования тех же продуктов на хроматографе серии ЛХМ (см. табл. 1) показали, что главными компонентами флюида являются вода и диоксид углерода. Специфичность атмосферы минералообразования подчеркнута присутствием водорода (до 10 мм³/200 г навески), метана (до 10 мм³), сероводорода (до 20 мм³). Окисление органического вещества сопровождается мощной генерацией воды и диоксида углерода. При дис-

социации карбонатов возникает высокий фон диоксида углерода, а диссоциация сульфидов (пирротин, марказит) приводит к выделению диоксида серы и сероводорода. Однозначно устанавливается полная аналогия атмосферических особенностей пород и руд.

Тесная связь вмещающей среды и золото-сульфидной минерализации подтверждена данными по изотопному составу свинца, полученными О.Г.Кошевым (КазИМС, 1992) при анализе наших проб.

Анализ данных табл. 2 в сравнении с эволюционными кривыми по модели, разработанной в ИГН НАН Казахстана [7], и модели плюмботектоники (О.Г.Кошевой, КазИМС, 1990 г.) показывает следующее. Если принять положение крайних точек по сульфидам на изохронах 600 млн. лет и 200 млн. лет за период, в течение которого свинец пород и руд поступал в исследованную область, то источник характеризуется как однородный по составу. Этот источник относится к орогенному типу по модели плюмботектоники. Расположение точек различных вытяжек (фаз) углистых алевролитов повторяет распределение точек сульфидов. Все это дает основание считать возможным механизм концентрирования свинца в сульфидах в процессе перехода из рассеянного состояния в минеральное. Свинец хлороформенной вытяжки из углистого вещества по временному интервалу совпадает со свинцом из сульфидов.

Таким образом, изотопно-геохимические данные позволяют утверждать, что существует тесная пространственно-временная связь вмещающей среды и

золото-сульфидной минерализации. Модель ступенчатого концентрирования золота, ныне признаваемая всеми исследователями этого типа месторождений, непротиворечиво описывается приведенными выше новыми данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермального минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых («углистых») толщ // ДАН СССР. 1976. Т. 226. № 4. С. 906—910.
2. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982.
3. Гарьковец В.Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений // ДАН СССР. 1973. Т. 268. № 1. С. 3—5.
4. Гарьковец В.Г. О выделении углеродисто-рудной формации (на примере Южного Тянь-Шаня) // ДАН СССР. 1976. № 5. С. 17—21.
5. Зенкова В.И. Цеолитовая фация — характерная степень метаморфизма рудовмещающих толщ месторождения Бақырчик / Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. — Алма-Ата, 1968. С. 191—193.
6. Ермолаев Н.П. Новые вещественные типы руд благородных и редких элементов в углеродистых сланцах. — М., 1992.
7. Нарсеев В.А., Шибко В.С. Типы золото-сульфидного оруденения в терригенных углеродистых толщах. Препринт ОНТИ КазИМС, Алма-Ата, 1971.
8. Нарсеев В.А., Глоба В.А., Ершов А.И. Три группы золоторудных месторождений в черносланцевых толщах / Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Средней Азии. 1979. С. 103—105.
9. Сыромятников Н.Г. Эволюционные модели эпох рудообразования Казахстана (по данным абсолютной геохронологии) // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. № 3. 1988. С. 3—12.

Narseev V.A.

On the genesis of gold-sulfide ores in black shales

Analytical data on the Bakyrchik ore field are presented so as to confirm the existence of pronounced spatiotemporal relationships between the host strata and gold-sulfide ore mineralization in black shales. A model of multistage gold concentration is discussed.

Памяти Петра Филипповича Иванкина

Не стало Петра Филипповича Иванкина — доктора геолого-минералогических наук, профессора, почетного академика МАНР. П.Ф.Иванкин был выдающимся ученым и талантливым организатором геологической службы и освоения недр территории бывшего Советского Союза. Вся его жизнь и научная деятельность были отданы исследованиям горнорудных районов Урала, Тянь-Шаня, Рудного Алтая, Сибири и Забайкалья. Вклад Петра Филипповича в развитие теоретических и практических геологических работ в этих районах неоспоримо высок.

Всех геологов, работавших с Петром Филипповичем, поражали его открытость и доброжелательность, искреннее внимание к каждому, кто бы к нему ни обращался. Огромной работоспособностью и большой творческой активностью обладал этот физически крепкий человек и разносторонне одаренный ученый.

Круг интересов Петра Филипповича был необычайно широк — от теоретических и практических проблем геологии, физической химии, философии, методов познания до организации науки, производства и управления геологической отраслью. Он был не только ученым-энциклопедистом, но и невероятно активным человеком и настоящим гражданином своей страны.

Петру Филипповичу Иванкину была присуща способность генерировать научные идеи и новые направления. Достаточно напомнить его труды по металлогении и петрогенезу, морфогенезу рудно-магматических систем и роли углерода в рудных процессах. Им опубликовано более 300 научных трудов, в числе которых 8 крупных монографий по общим проблемам эндогенного рудообразования, петрографии, структурному анализу, теории морфогенеза, а также работы по теории и практике прогноза и оценки месторождений цветных, редких, благородных металлов и алмазов.

На Рудном Алтае в 50—60-е годы Петр Филиппович был инициатором и научным руководителем прогнозно-металлогенических работ, завершившихся составлением прогнозно-металлогенических карт масштаба 1:200 000 на колчеданно-полиметаллическое оруденение. С участием П.Ф.Иванкина были открыты Иртышское, Новоберезовское и Глубочанское месторождения. В монографиях этого периода им разработаны принципы и методы прогноза колчеданно-полиметаллических месторождений, раскрыты их связи со структурами Иртышского глубинного разлома, разработаны классификации рудных формаций колчеданно-полиметаллического ряда, сыгравшие важную роль в развитии методов прогноза и оценки, а также приведшие к расширению сырьевой базы Рудного Алтая. Более поздние (1961—1973 гг.) прогнозно-металлогенические исследования на Рудном Алтае, проводившиеся под руководством П.Ф.Иванкина, завершились резким расширением сырьевой базы крупнейших горнорудных предприятий, оказавшихся в трудном положении в связи с дефицитом сырья.



В монографиях 1960—1970 гг. Петр Филиппович акцентировал внимание на разработке теоретических основ локального прогноза глубоких горизонтов и флангов колчеданно-полиметаллических и золоторудных полей и впервые внедрил в практику метод морфоструктурного анализа. Его работы, посвященные морфологии глубоковскрытых магматогенных рудных полей, включая Атлас морфоструктур, раскрывают закономерности и взаимообусловленность изменения морфологии и состава рудных полей по латерали и вертикали. В этих монографиях по существу впервые в литературе разработаны типы объемных моделей месторождений и их зональное строение — выявлены общие закономерности формообразования, структурной организации, симметрии и вещественной зональности руд.

С 1971 по 1980 гг. Петр Филиппович руководил ЦНИГРИ. Этот период его деятельности весьма важен не только научными, но и организационно-методологическими разработками. Он возглавлял проблему изучения алмазов, опубликовал коллективную монографию и ряд статей по генезису алмазов. В этих работах он пришел к выводу о существовании по крайней мере трех генетических типов алмазов: кимберлитовых, взрывных (при сосредоточенной дегазации мантии в глубинных разломах) и метаморфогенных.

Не менее продуктивными для П.Ф.Иванкина в восьмидесятые годы были исследования золоторудных месторождений Южного Тянь-Шаня в терригенных углеродсодержащих толщах. Им разработан принципиально новый подход к изучению рудных формаций, основанный на выделении гетерогенных геолого-металлогенических рядов.

В одной из последних работ им рассмотрена связь глубинных разломов, процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования, особенности деструкции земной коры и петрогенеза при ее расширении и смятии (сжатии) для разных структурных элементов коры.

Последние новаторские научные разработки Петра Филипповича Иванкина касаются роли углеродистых веществ в эндогенном рудообразовании, проблемы происхождения нефти и ассоциирующих с нефтяными месторождениями руд цветных и благородных металлов, проблемы генезиса взрывоопасных углей и поиска решений по их отработке, причин электропроводности определенных уровней земной коры и многих других.

В монографии «Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов» и статьях 90-х годов П.Ф.Иванкин обосновывает качественно разные типы флюидных мантийно-коровых взаимодействий в разных типах геотектонических структур. Им показано, что в основе различий лежат неодинаковые режимы глубинной дегазации и окислительной эволюции флюидов. На этой основе он по-новому решает проблему генетической систематизации месторождений полезных ископаемых, выделяя несколько рядов их рудных формаций: мантийный ортомагматический, мантийно-коровый магматогенный, внутрикоровый магматогенный, мантийный флюидогенный и др.

Петр Филиппович Иванкин внес большой вклад в геологическую науку. Труды его в большинстве своем дают начало новым научным направлениям, тем самым продолжая его жизнь в науке. Значительна его роль в жизни геологической общности — он был членом Ученых Советов ЦНИГРИ, ВИМСа, редколлегий ряда геологических журналов; входил в Национальный комитет геологов СССР. Его деятельность оценена несколькими правительственными наградами, званиями «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр» и др.

Имя Петра Филипповича Иванкина навсегда вписано в историю отечественной геологии. Память о нем сохранится в сердцах его многочисленных соратников, учеников и друзей.

*Коллегия МПР РФ
Совет директоров НИИ МПР РФ
Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

3 июля 1998 года ушел из жизни **Евгений Петрович Ширай** — ведущий научный сотрудник ЦНИГРИ, доктор геолого-минералогических наук.

Вся жизнь Евгения Петровича была посвящена геологии.

После окончания Московского института цветных металлов и золота в 1953 году Е.П.Ширай проводил разведку и поиски свинцово-цинковых месторождений в МНР, редких металлов — на Енисейском кряже и в Мугоджарах.

С 1962 года, придя в ЦНИГРИ, Евгений Петрович изучал колчеданные месторождения, условия локализации и закономерности их размещения. Ему довелось поработать в разных уголках страны: на Кавказе, Алтае, в Саянах и особенно — на Урале, которому он отдал более 20 лет жизни. Ему принадлежат фундаментальные разработки в области формационного и рудно-формационного анализа, методик составления прогнозно-металлогенетических карт на цветные металлы и геолого-генетических основ прогноза этих месторождений.

Работы Е.П.Ширая всегда отличала практическая направленность: с его участием и под его научным руководством были изучены многие рудные районы Южного Урала. Эти исследования способствовали открытию Талганского, Западно-Озерного и других медноколчеданных месторождений.

В последние годы Е.П.Ширай выполнил крупное научно-практическое исследование, в результате которого составлена и издана формационная карта России в масштабе 1:5 000 000. Он в числе других авторов за эту работу выдвинут на соискание Государственной премии РФ.

Е.П.Ширай всегда был любимцем коллег, которые ценили его разносторонние знания, самозабвенный труд, доброту и отзывчивость.

Светлая память о Евгении Петровиче навсегда сохранится в сердцах сотрудников, коллег и друзей.



*Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Memorial to Ye.P. Shirai

Памяти Алексея Дмитриевича Щеглова

15 июня 1998 г. скоропостижно скончался доктор геолого-минералогических наук, профессор, действительный член Российской академии наук, директор Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) Министерства природных ресурсов РФ Алексей Дмитриевич Щеглов.

А.Д.Щеглов родился в Ленинграде 28 декабря 1926 г. В 1948 г. он окончил Горный институт, а в 1958 г. — аспирантуру Академии наук и стал работать во ВСЕГЕИ, где прошел путь от старшего научного сотрудника до директора института.

В 1970 г. А.Д.Щеглов был назначен заместителем министра геологии СССР. В 80-е годы он возглавил Дальневосточный геологический институт Академии наук и был одним из руководителей Дальневосточного научного центра. По возвращении в Ленинград в 1986 г. он был назначен ученым секретарем Ленинградского научного центра Академии наук и заведующим кафедрой геологии полезных ископаемых Горного института, а в 1987 г. вновь стал директором ВСЕГЕИ.

А.Д.Щеглов был одним из выдающихся отечественных и зарубежных ученых-геологов в области металлогении и геологии рудных месторождений. Его исследования открыли новую и важную страницу в анализе металлогении областей активизации, срединных массивов и рифтовых зон.

Особое место в списке трудов А.Д.Щеглова занимают его работы по изучению тектоники и металлогении Забайкалья. Им были всесторонне изучены закономерности размещения и особенности генезиса золоторудных, редкометальных, полиметаллических и флюоритовых месторождений этого сложнейшего в геологическом отношении региона. В последние годы научные интересы Алексея Дмитриевича были сосредоточены на проблемах связи эндогенного оруденения с глубинным строением Земли, на условиях формирования крупных полигенных месторождений. Им были сформулированы главные положения нового научного направления, известного сейчас как «нелинейная металлогения». Теоретические положения, выдвинутые А.Д.Щегловым, легли в основу поисков эндогенных руд в ряде регионов страны и привели к открытию новых месторождений и рудных районов.

А.Д.Щеглов — автор 30 крупных монографий и более 500 статей. Многие его работы переведены на иностранные языки и выдержали несколько изданий. За монографии «Эндогенная металлогения Западного Забайкалья», «Металлогения областей автономной активизации» и «Металлогения срединных массивов» А.Д.Щеглов в 1973 г. был удостоен Государственной премии.

А.Д.Щеглов много раз представлял отечественную геологическую науку за рубежом, возглавлял делегации и группы экспертов в разных странах. Он активно работал



в комиссии по полезным ископаемым СССР—ФРГ, а также был сопредседателем советско-финляндской комиссии по геологии.

Признанием международных заслуг А.Д.Щеглова явилось избрание его на Международном геологическом конгрессе в Париже (1980 г.) Президентом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Он был почетным председателем Международной комиссии по флюоритовым и баритовым месторождениям.

Научная деятельность Алексея Дмитриевича успешно сочеталась с работой по воспитанию научных кадров, под его руководством защищены ряд кандидатских и докторских диссертаций.

А.Д.Щеглов состоял членом многих научных обществ и академий. Он был заместителем главного редактора журнала «Советская геология», главным редактором журналов «Разведка и охрана недр» и «Региональная геология и металлогения», членом редколлегии зарубежных журналов, членом экспертной комиссии ВАК, многие годы — членом Комитета по Ленинским и Государственным премиям и премиям Ленинского комсомола, членом секции Комитета по Государственным премиям при Президенте России.

А.Д.Щеглов был удостоен многих отечественных и зарубежных наград, званий почетного разведчика недр России, заслуженного деятеля науки Российской Федерации, лауреата Государственной премии и Международной премии имени академика А.П.Карпинского.

Алексей Дмитриевич Щеглов обладал большим творческим потенциалом, неумеренной энергией, ненасытной страстью исследователя, что в сочетании с редкой бескорыстностью, широтой души и человеческой доброжелательностью снискало ему глубокое уважение и симпатию людей, с ним общавшихся.

Светлая память об Алексее Дмитриевиче навсегда сохранится в сердцах его коллег и соратников.

*Коллегия МПР РФ
Совет директоров НИИ МПР РФ
Ученый Совет ВСЕГЕИ
Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Memorial to A.D.Shcheglov

НПП "БУРЕВЕСТНИК"
предлагает рентгеновскую аппаратуру:

дифрактометры для определения структуры и фазового состава поликристаллических и монокристаллических материалов;

спектрометры для определения концентрации химических элементов от К до U;

детекторы и кристаллодифракционные диспергирующие элементы;

методико-математическое обеспечение.

выполняет модернизацию снятых с производства моделей дифрактометров

Россия, 195272 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68

Тел.: (812) 528 7272, 528 0441, доб.203
Факс: (812) 528 6633
Телетайп: 122768 АНОД

