

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/2009

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Зам. главного редактора А.И.КРИВЦОВ
Зам. главного редактора Н.И.НАЗАРОВА

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН
С.Ф.СТРУЖКОВ



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2009

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 21.08.09 г.
Подписано в печать 31.08.09 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 313-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2009

Прикладная металлогения**Applied metallogeny**

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Бажин Е.А., Романовская М.А.

К проблеме типизации хромитовых месторождений Южного Урала

5

Savel'yev D.E., Snachev V.I., Bazhin E.A. and Romanovskaya M.A.

On the problem of classification of the South Urals chromite deposits

Глухов А.Н.

Магматические ассоциации и металлогения Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры, Северо-Восток России

12

Glukhov A.N.

Magmatic associations and metallogenic features of the Khurchan-Orotukan riftogenic structure, Russian Far North-East

Родионов С.М., Шнайдер А.А., Бакулин Ю.И., Борисенко А.С., Боровиков А.А.

Новые данные о генезисе оловянного оруденения в Приморье

18

Rodionov S.M., Shneider A.A., Bakulin Yu.I., Borisenko A.S. and Borovikov A.A.

New data on the tin mineralization genesis in the Russian Far East

Рафаилович М.С.

Перспективы выявления в Казахстане близповерхностных месторождений золота нетрадиционных типов

24

Rafailovich M.S.

Prospectivity of the Kazakhstan territory for the shallow-level non-traditional lode gold deposits

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений**Geological exploration and prospecting: Techniques and methods**

Турченко С.И., Вострокнутов Е.П., Брусничкина Н.А.

Прогноз рудоперспективных площадей Мончегорского рудного района на основе структурно-дистанционных методов и применения экспертной системы

36

Turchenko S.I., Vostriknutov E.P. and Brusnichkina N.A.

Predicting promising properties in the Monchegorsk area using the remote sensing data-based structural interpretation and the expert system

Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И.

Минералогические критерии типизации и локализации ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов в различных поисковых обстановках Зимнебережного района

43

Shcherbakova T.E., Kolesnikova T.I.

Mineralogical criteria of classification and localization of the indicator mineral dispersion halos in the Zimny Bereg area, Russia

Журавлев Е.А.

Критерии прогноза золоторудных узлов Яно-Колымской складчатой системы по данным дешифрирования космических снимков

53

Zhuravlev E.A.

Predictive criteria of the Yana-Kolyma foldbelt gold clusters using the remote sensing data interpretation

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits**

Анисимова Г.С., Протопопов Р.И.

Геологическое строение и состав руд золото-кварцевого месторождения Вьюн, Восточная Якутия

59

Anisimova G.S., Protopopov R.I.

Geology and ore composition of the V'yun gold deposit, East Yakutia

Мансуров Р.Х.

Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал

70

Mansurov R.Kh.

Geology of the Petropavlovsk lode gold deposit, Polar Urals, Russia

Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д., Кунгурова В.Е.

Шанучское медно-никелевое месторождение: геолого-геофизическая модель, состав и геохимия руд

75

Trukhin Yu.P., Stepanov V.A., Sidorov M.D. and Kungurova V.E.

Shanuch Cu-Ni deposit, its geological and geophysical model, ore mineralogy and chemistries

Поздравляем с юбилеем

В.П.Новикова, В.И.Куторгина, В.И.Лобача

82

Our congratulations

V.P.Novikov, V.I.Kutorghin, V.I.Lobach



К ПРОБЛЕМЕ ТИПИЗАЦИИ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Д.Е.Савельев, В.И.Сначев, Е.А.Бажин, М.А.Романовская (Московский государственный университет)

На основе петрографических, морфологических и текстурно-структурных признаков предложен вариант типизации хромитовых проявлений Южного Урала. Выделены семь генетических типов оруденения, эволюционно связанных между собой. Показана возможность комплексного использования бедновкрапленных руд.

Данная работа является завершающим звеном в серии публикаций авторов, посвященных хромитовым месторождениям Южного Урала [12, 13]. Главная ее цель — типизация месторождений и рудопроявлений хромитовых руд, залегающих в альпийских гипербазитах рассматриваемого региона (рис. 1, таблица). Традиционно классификация месторождений хромитов проводилась исходя из представлений об их генезисе. Выделялись типы ранне-, позднемагматических, гидротермальных месторождений и кор выветривания [3, 7, 8, 15 и др.], что не всегда удобно при практической работе. Позднее была предложена классификация, основанная главным образом на геологическом (формационном) критерии, с разделением хромитопоявлений, залегающих в альпийских гипербазитах, на четыре формационных типа: кемпирсайский, верблюжьегорский, ключевской и курмановский [4]. Наиболее подробная классификация месторождений разработана Б.В.Перевозчиковым преимущественно на полярноуральском материале с привлечением данных по Кемпирсайскому массиву [10, 11]. В основу ее положен состав рудообразующих хромшпинелидов, а более детальное разделение проводится с учетом геолого-петрографического критерия и степени концентрации оруденения.

В основу предлагаемого нами варианта типизации хромитопоявлений положены геолого-петрографический, морфологический и текстурно-структурные признаки. В этом ряду постепенно уменьшается классификационная значимость признаков. Состав рудообразующих хромшпинелидов не игра-

ет определяющей роли для типизации месторождений, так как подвержен влиянию наложенных процессов, но может использоваться для более детального их разделения внутри выделенных групп.

Для классификации месторождений российской части Южного Урала важно разделение месторождений на первичные и метаморфизованные. В истории формирования разреза офиолитовых комплексов выделяются два крупных этапа — верхнемантийный и коровый. В течение первого этапа происходит мобилизация рудного вещества и его концентрация в рудных объектах, в течение второго — дезинтеграция образованных ранее рудных тел, изменение их морфологии и локальное концентрирование оруденения внутри мелких тел-будин. В соответствии с принятой периодизацией можно выделить две группы месторождений — первичномантийные и преобразованные в коровых условиях. Первичномантийные месторождения залегают, как правило, в серпентинизированных ультрабазитах, сохранивших реликты структур и текстур первичных пород (полосчатость, линейность, минеральную уплощенность), преобразованные — в интенсивно рассланцованных серпентинитах, полностью утративших признаки протолитов.

Месторождения первой группы можно разделить по морфологическому признаку на объекты «простого» (I–III типы) и «сложного» (IV тип) строения. К I (южнокрайнему) типу относятся тела уплощенно-линзовидной и жиллообразной форм, сложенные средне- и густовкрапленными рудами преимущественно среднезернистой структу-

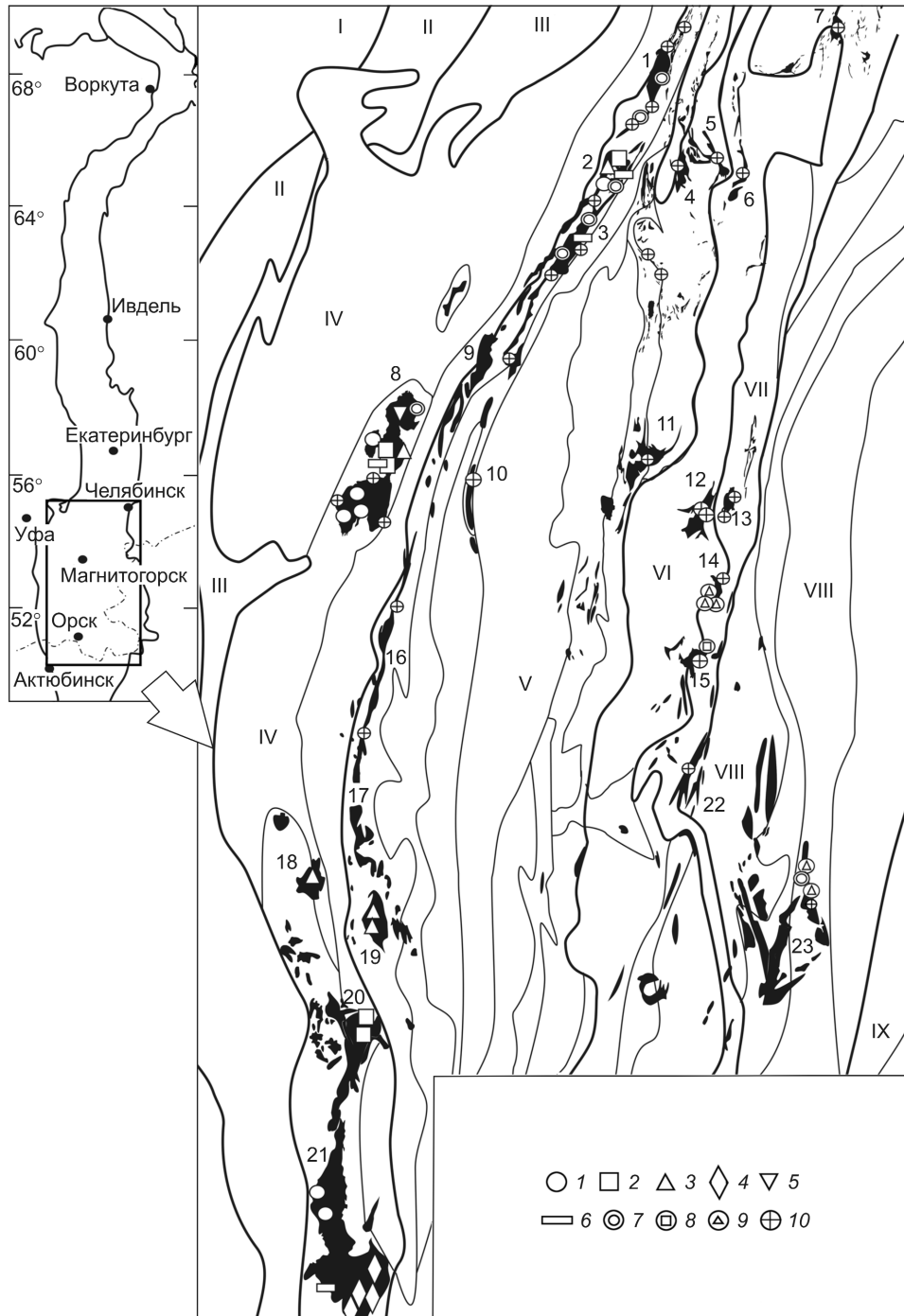


Рис. 1. Размещение хромитопоявлений различных типов в гипербазитах Южного Урала:

типы хромитопоявлений: 1 — I (южнокракинский), 2 — II (хабарнинский), 3 — III (халиловский), 4 — IV (кемпирсайский), 5 — V (перидотитовый), 6 — VI (пироксенитовый), 7–9 — VII (серпентинитовый) на месте хромитопоявлений типов I (7), II (8) и III (9), 10 — VII (не установленной первичной природы); зоны: I — Русская платформа, II — Предуральский краевой прогиб, III — Западно-Уральская зона линейной складчатости, IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Магнитогорская мегазона, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб, VIII — Зауральское поднятие, IX — Тюменско-Кустанайский прогиб; массивы: 1 — Таловский, 2 — Нуралинский, 3 — Калканский, 4 — Малковский, 5 — Травниковский, 6 — Казбаевский, 7 — Муслумовский, 8 — Крака, 9 — Миндякский, 10 — Юлдашевский, 11 — Куликовский, 12 — Тагищевский, 13 — Успенковский, 14 — Верблюжьегорский, 15 — Варшавский, 16 — Присакмарский, 17 — Байгускарровский, 18 — Катралинский, 19 — Халиловский, 20 — Хабарнинский, 21 — Кемпирсайский, 22 — Наследницкий, 23 — Аккаргинский

Классификация хромитопроявлений Южного Урала

Типы оруденения	Геологическая позиция	Соотношение со структурой вмещающих пород	Форма и размеры рудных тел	Залегание: контакты с вмещающими породами	Типы руды по густоте вкрапленности	Текстуры: структуры руд	Сr ₂ O ₃ , %	Примеры
I (тожнкраинский)	Дунитовые тела в плане (100–1000) × (10–100) м среди гарцбургитов и пород дунит-гарцбургитового комплекса	Рудная полосчатость субогласная с дунит-гарцбургитовой полосчатостью	Прямоугольные пласты, уплощенные линзы, длина 10–1000 м, мощность 0,1–2 м	Преимущественно крутое до вертикального; <i>по местам, иногда резкие</i>	От редко- до густовкрапленных (преимущественно средневкрапленные)	Вкрапленные, плосчатые; средне- и крупнозернистые	48–55	Им. Менжинского, Малый Башарт, Придорожное, Лактыбаши и др. (Южный Крак)
	Крупные дунитовые тела в плане (200–2000) × (50–200) м в дунит-гарцбургитовом комплексе вблизи контакта с породами габброидного комплекса		То же, (мощность тел редковкрапленных руд до 36 м)		От редко- до густовкрапленных (преимущественно редковкрапленные)	Вкрапленные, плосчатые; мелкозернистые	50–56	Шапран, Правый и Левый Саксей, Ключевское (Средний Крак), Курманкульское, Нуралинское (Нурали), 5/II и др. (Хабаринский массив)
III (халиловский)	Гарцбургиты и лерцолиты, рудные тела от перидотитов отделиваются дунитовой оторочкой 0,1–первые метры	Преимущественно согласные	Жилообразные с многочисленными раздувами и пережками, длина 10–300 м, мощность 0,1–10 м	Преимущественно крутое, реже — пологое; <i>всегда резкие</i>			44–60	Месторождения Халиловского массива, 33 (Средний Крак)
	Крупные дунитовые тела в дунит-гарцбургитовом комплексе, гарцбургиты отделяются дунитовой оторочкой	Плоскости крупных линзовидных тел дискордантны, маломощные тела — согласные	Комбинированные линзовидные, столбовобразные, жиллообразные, древовидные, длина до 1000 м, ширина до 500 м, мощность до 280 м	Залегание осевых плоскостей крупных залежей преимущественно пологое, маломощных жил — крутое и субвертикальное; <i>резкие</i>	Сплошные и густовкрапленные	Массивные, пятнистые, нодулярные; крупнозернистые, реже средневзернистые	55–68	Алмаз-Жемчужина, Спорное, Молодежное, Миллионное и др. (Главное рудное поле Кемпирсайского массива)
V	Перидотиты	Согласные	Прямоугольные пласты, длина до 20 м, мощность до 1 м	Крутое; <i>постепенные</i>	Средне- и густовкрапленные	Полосчатые, среднезернистые	40–50	Верхне-Саранинское (Северный Крак)
VI	Верхиты, проросениты габброидного комплекса	Субогласные	Маломощные (0,1 м) шпильчатые, прерывистые пласты	Крутые; <i>постепенные</i>	Редковкрапленные, сплошные	Мелкозернистые	25–35	Западно-Саксейское (Средний Крак), месторождения Степнинского рудного поля (Кемпирсайский массив)
VII	Серпентиниты зон меланжа и серпентинитовые массивы»	-	Линзы, гнезда, жилы	Преимущественно крутые; <i>резкие</i>	Густовкрапленные, сплошные	Массивные, реже вкрапленные; преимущественно крупнозернистые, реже мелкозернистые	35–55	Куларды, Калканское, Крайновское и др. (зона Главного Уральского разлома), Андреевское, Слава и др. (Татишевский массив), 7–8, 10, 10а, 30 и др. (Верхне-Жыгаторский массив)

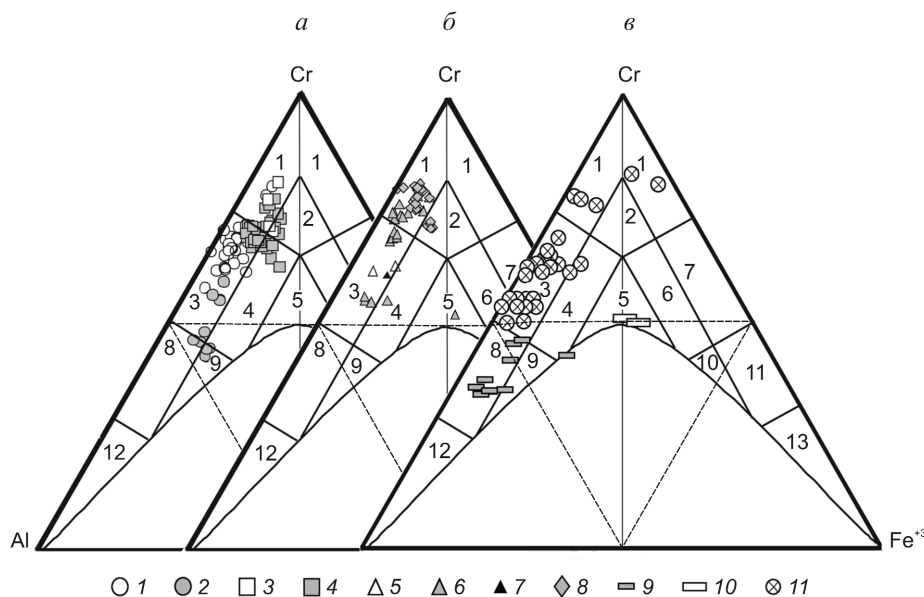


Рис. 2. Составы рудообразующих хромшпинелидов из месторождений Южного Урала:

a — типы I–II, *б* — типы III–IV, *в* — типы V–VII; 1–2 — тип I (1 — Крака, 2 — Багамшинское рудное поле Кемпирсайского массива); 3–4 — тип II (3 — Крака, 4 — Хабарнинский); 5–7 — тип III (5 — Крака, 6 — Халиловский, 7 — Катралинский); 8 — тип IV (Главное рудное поле Кемпирсайского массива); 9–10 — тип VI (9 — Средний Крака, 10 — Степнинское рудное поле Кемпирсайского массива); 11 — тип VII; поля на диаграмме: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит, по [11]. При построении использованы данные С.А.Вахромеева, В.П.Логинова, С.А.Кашина, В.Л.Федорова, А.Г.Бетехтина, Н.В.Павлова, И.И.Григорьевой, С.В.Москалевой, Е.П.Царицына, А.А.Малахова, Н.А.Панеях, Г.Г.Кораблева и др. [1–3, 5–7, 9, 12, 16, 17]

ры, приуроченные к уплощенно-линзовидным дунитовым телам мощностью в первые десятки метров среди гарцбургитов или пород дунит-гарцбургитового комплекса.

Руды характеризуются полосчатой текстурой, залегание рудной полосчатости согласно с залеганием вмещающих пород, падение крутое, чаще всего субвертикальное. Для данного типа хромитопроявлений характерно наличие многочисленных маломощных (0,5–2 м) прерывистых хромитовых тел, образующих рудные зоны. К нему относится большинство хромитопроявлений массивов Крака: им. Менжинского, Малый Башарт, Лактыбаш, Придорожное и др. Рудообразующие хромшпинелиды характеризуются высокохромистым составом (48–56% Cr₂O₃) (рис. 2).

II (хабарнинский) тип хромитопроявлений представлен теми же морфологическими разновидностями, что и первый. Рудные тела сложены преимущественно бедно- и средневкрапленными мелкозернистыми, струйчато-полосчатыми хромитами, приуроченными к мощным (до 200–300 м) и протяженным (до 2–3 км) полосам существенно дунитового состава. Залегание рудных тел данного типа

также согласно со структурой вмещающих гипербазитов. Отличительная черта рассматриваемых объектов — приуроченность к краевым частям массивов и постоянная пространственная ассоциация их с габброидным комплексом офилитов. Хромитопроявления данного типа характерны для западной части массива Средний Крака, Нуралинского и Хабарнинского массивов Южного Урала. Рудообразующие хромшпинелиды высокохромистые (50–56% Cr₂O₃), отмечается незначительное повышение железистости (подтип IIa). В условиях интенсивного тектонического течения происходят усложнение морфологии тел и увеличение густоты вкрапленности руд (подтип IIб). Месторождения данного подтипа характерны для массивов Полярного Урала (Центральное, Западное на массиве Рай-Из).

К III (халиловскому) типу относятся хромитопроявления жиллообразной и линзовидной форм, залегающие в маломощных дунитовых телах среди массивных лерцолитов и гарцбургитов. Иногда вмещающие дуниты представлены тонкой оторочкой (0,5–1 м) и полностью серпентинизированы. Для данных объектов характерны крупнозернистая структура, густовкрапленная или массивная тексту-

ра руд. Полосчатость проявлена слабо или отсутствует. Рудные тела и вмещающие дуниты отличаются крутым, чаще субвертикальным падением, их мощность варьирует в значительном диапазоне (от десятых долей до первых десятков метров). К данному типу хромитопоявлений относятся месторождение 33 (Крака), большинство рудопроявлений Халиловского массива и северной части Кемпирсайского.

Состав рудообразующих хромшпинелидов разнообразен. В месторождениях северной части Кемпирсайского массива они представлены глиноземистыми разновидностями (34–40% Cr_2O_3), а на массивах Крака и Халиловский их состав варьирует от средне- до высокохромистых (44–60% Cr_2O_3). Наблюдаемые различия, скорее всего, связаны с тем, что месторождения с высокохромистыми рудообразующими шпинелидами формировались при «обогащении» месторождений I типа (подтип IIIa), а с глиноземистыми шпинелидами — непосредственно при метаморфической дифференциации гарцбургитов в условиях интенсивного тектонического течения (подтип IIIб).

Месторождения *IV (кемпирсайского) типа* образуются за счет серии более мелких рудных тел I–III типов, характеризуются сложной морфологией и наиболее продуктивны. Они широко представлены в Главном рудном поле Кемпирсайского массива, где наблюдаются различные соотношения между хромитами, дунитами и гарцбургитами. Вмещающими породами для хромитовых залежей могут быть как дуниты, так и гарцбургиты. В последнем случае руды всегда облекаются незначительной по мощности дунитовой оторочкой. Характерная черта почти всех крупных хромитовых залежей — секущее положение их осей к полосчатости гипербазитов. В то же время, мелкие рудные скопления во вмещающих породах согласны с ней. Залегание главных рудных залежей месторождений пологое, а сопутствующих маломощных тел крутое. Часто наблюдаются ответвление от крупных залежей многочисленных менее мощных жил, коленообразные перегибы рудных тел, будинирование рудных тел и гарцбургитов. Рудообразующие хромшпинелиды рассматриваемого типа весьма высокохромистые (55–68% Cr_2O_3).

Очень редко встречаются хромитопоявления вкрапленных руд, залегающие непосредственно в шпинелевых перидотитах (*V, «перидотитовый» тип*), и проявления, связанные с верлитами и клинопироксенидами полосчатого комплекса (*VI, «пироксенитовый» тип*). Рудные тела, залегающие среди лерцолитов и гарцбургитов, согласны с полосчатостью вмещающих пород; форма их нерегу-

лярно-пластовая, уплощенно-линзовидная, границы с вмещающими породами постепенные, структуры средне- и крупнозернистые, текстуры вкрапленные, полосчатые. Наиболее характерный пример — Верхне-Сарангинское проявление на массиве Северный Крака.

Мелкие проявления железистых хромитов среди пород габброидного комплекса имеют очень незначительные размеры. Они приурочены к верлит-клинопироксенитовым частям разреза, в их структуре преобладают мелкозернистые массивные и густовкрапленные разновидности. В рудообразующем хромшпинелиде отмечается высокое содержание железа, в рудах повышены содержания платиноидов (платины и палладия). Хромитопоявления данного типа известны в западной части Кемпирсайского массива, на массивах Средний Крака и Нуралинский.

Рассмотренные типы хромитопоявлений (кроме VI) представляют собой «ступени» одной эволюционной «лестницы», развитие которой контролируется двумя процессами: деплетированием мантийного субстрата и интенсивностью тектонического течения рестита. Все они приурочены к породам ультрабазитового комплекса офиолитов, между ними существуют постепенные переходы. Специфика месторождений II типа состоит в том, что их образование происходит в предельно истощенных ультрабазитах вблизи магматических камер.

Хромитопоявления VI типа приурочены к габброидному комплексу, формируются параллельно с рассмотренными выше в магматических камерах внутри реститовых ультрабазитов при дифференциации расплава, отделившегося от тугоплавкого остатка.

Возможная последовательность развития процесса хромитообразования в ультрабазитовом комплексе показана на рис. 3. На ранних его этапах при ведущем значении частичного плавления перидотитов (деплетирования) и незначительно проявленном пластическом течении рестита образуются небольшие тела хромитов, относящиеся к типам I, IIa, V.

На следующей стадии более значительную роль начинают играть процессы твердопластического течения рестита и его метаморфогенной дифференциации. В это время на месте рудных тел типа I могут образоваться жильные тела более богатых руд типа IIIa, а на месте рассеянного оруденения в дунитах вблизи крупных магматических камер — месторождения совмещенных богатых и бедных руд (тип IIб). На этой же стадии, вероятно, происходит тектонометаморфическая мобилизация аксессуарных хромшпинелидов гарцбургитов с образованием месторождений глиноземистых руд (тип IIIб).

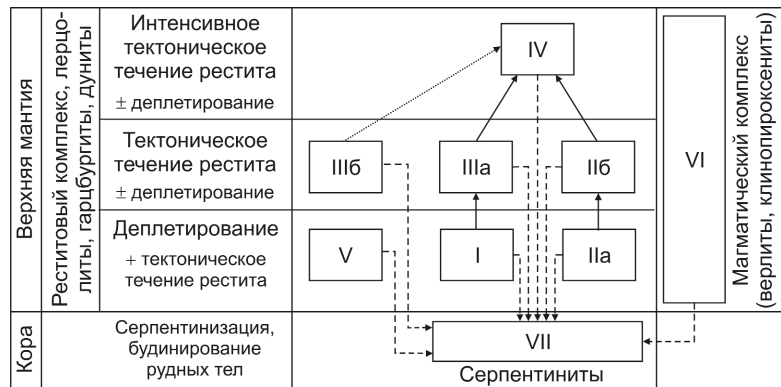


Рис. 3. Схема эволюции хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах

При ведущей роли тектонического течения и благоприятных значениях прочих факторов (общего давления, температуры, стресса, содержания флюидных компонентов и др.) на месте сближенных тел I–III типов могут образоваться крупные комбинированные залежи (IV тип месторождений).

В коровых условиях первично-мантийные рудные тела преобразуются в будины различной формы, а хромшпинелиды претерпевают метаморфизм, сопровождающийся привносом трехвалентного железа и выносом хрома и алюминия. Рудные тела часто окружены интенсивно перемятыми серпентинитами неясной природы, отделяются от последних маломощными оторочками из гидротермально измененных ультрабазитов (хлоритовыми, вермикулитовыми и т.д.). Данный тип (VII, «серпентинитовый») хромитопроявлений — самый распространенный в пределах Главного гипербазитового пояса Южного Урала и в массивах Восточного склона. К нему относятся месторождения на Верблюжьегорском, Татищевском, Варшавском, Таловском, Юлдашевском, Калканском массивах и многих других.

В отдельных случаях можно восстановить первичную природу вмещающих ультрабазитов. Например, большая часть хромитопроявлений Главного гипербазитового пояса Южного Урала залегает в хризотилитовых аподунитовых серпентинитах, образующих уплощенно-линзовидные выделения среди апогарцбургитовых серпентинитов и, следовательно, образовалась при метаморфизме хромитопроявлений южнокраинского (I) типа. Месторождения Верблюжьегорского массива, залегающие в апоперидотитовых антигоритовых серпентинитах, отделяются от них маломощной оторочкой из вермикулита, хлорита и карбонатов, сложены массивными хромитами и, вероятнее всего, образованы при метаморфизме объектов халиловского (III)

типа. Для хромитов месторождения Владимир на Варшавском массиве весьма характерны мелкозернистая структура, реликтовые полосчатая и петельчатая текстуры, близость к контакту с породами габброидного комплекса. Все это свидетельствует о первичной принадлежности месторождения к хабарнинскому (II) типу.

Наибольшей практической значимостью обладают месторождения IV (кемпирсайского) типа, однако в пределах массивов российской части Южного Урала они не установлены. В альпинотипных гипербазитах рассматриваемой территории перспективы обнаружения средних по величине месторождений бедновкрапленных руд (1–10 млн. т [11]) связаны с хромитопроявлениями II (хабарнинского) типа. Данные объекты широко распространены (массивы Средний Крака, Нурали, Хабаровинский), образуют протяженные рудносные зоны и в большинстве случаев вмещаются высокомагнезиальными дунитами, которые в случае отработки месторождений можно использовать в качестве сырья для производства форстеритовых огнеупоров.

Хромитопроявления I и III типов, а также их метаморфизованные аналоги (подтипы VII/I и VII/III) также широко распространены на Южном Урале, но характеризуются малыми размерами и невыдержанностью морфоструктурных параметров. Практически все известные объекты указанных типов относятся к малым месторождениям (<100 тыс. т [11]). К средним по размерам месторождениям относятся единичные объекты: в типе I — месторождение им. Менжинского (Южный Крака), а в подтипе VII/III — большей частью отработанные месторождения Верблюжьегорского массива. С перидотитовым (V) и пироксенитовым (VI) типами хромитового оруденения связаны единичные мелкие проявления.

Итак, хромитопроявления Южного Урала можно разделить на две большие группы: первично-мантийные и метаморфизованные в коровых условиях. Первые встречаются только в массивах Западного склона и Главного гипербазитового пояса. Метаморфизованные месторождения, залегающие в антигритовых и хризотиловых серпентинитах, широко распространены в массивах Восточного склона.

В ультрабазитовом комплексе массивов проявлены южнокраинский (I), хабарнинский (II), халиловский (III) и кемпирсайский (IV) типы хромитопроявлений, имеющие между собой связи эволюционного характера.

На ранних этапах развития хромитообразующих рудных систем возникают рудопроявления и месторождения I и II типов с рассеянным оруденением (мелко- и среднезернистой структурой, струйчато-полосчатой текстурой). Рост интенсивности процессов деплетирования и тектонического течения рестиита приводит к образованию на их месте более концентрированного оруденения III и IV типов (сплошные и густовкрапленные руды крупнозернистой структуры).

В пределах российской части Южного Урала месторождения кемпирсайского типа пока не выявлены. Наибольшие перспективы на хромитовое оруденение связаны с месторождениями бедновкрапленных руд хабарнинского типа, которые обладают устойчивыми морфоструктурными параметрами, к тому же возможно комплексное использование руд с попутным получением из них сырья для производства форстеритовых огнеупоров.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 08-05-99002 «Разработка поисковых критериев и оценка хромитонности гипербазитовых массивов Крака (Республика Башкортостан)» и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 2 (ОНЗ-2), проект «Геодинамическая металлогения Урала; сравнительный анализ металлогении уралид, варисцид и казахстанид с целью выявления причинно-следственных связей между геодинамикой и генезисом месторождений».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А.Г. Халиловское месторождение хромитового железняка на Южном Урале // Хромиты СССР. М.-Л., 1940. № 2.
2. Кашин С.А., Федоров В.Л. Хромитовые месторождения Хабаровинского ультраосновного массива // Хромиты СССР. М.-Л., 1940. Т. 2. С. 199–285.
3. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитонность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале // Хромиты СССР. М.-Л., 1940. С. 5–199.
4. Луцкина Н.В. Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования // Разведка и охрана недр. 1983. № 2. С. 7–12.
5. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. – М.: Наука, 1983.
6. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. – Л.: Недра, 1974.
7. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. М., 1978. Т. 1. С. 172–224.
8. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М., 1979. С. 5–78.
9. Панях Н.А. Эволюция состава шпинели в гипербазитах // Минералогический журнал. 1984. Т. 6. № 1. С. 38–52.
10. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах. – М.: Геоинформмарк, 1995.
11. Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала / Под. ред. Б.В.Перевозчикова. – Пермь, 2000.
12. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008.
13. Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А. К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестн. МГУ. 2006. № 6. С. 3–8.
14. Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А. Эволюция процессов хромитообразования в альпинотипных гипербазитах // Вестн. МГУ. 2008. № 5.
15. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Тр. ИГН АН СССР. 1948. Вып. 97. № 12.
16. Уральские месторождения хромита / С.А.Вахромеев, И.А.Зимин, К.Е.Кожевников и др. // Тр. ВИМС. 1936. Вып. 85.
17. Царицын Е.П. Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 83–95.

УДК [552.3+553.078] (571.5/6)

© А.Н.Глухов, 2009

МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ХУРЧАН-ОРОТУКАНСКОЙ РИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

А.Н.Глухов (ООО «Колымагео»)

Рассмотрены специфические для северо-востока Азии вещественные комплексы и рудные проявления Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры. Приведены черты отличия характерных для нее бимодальных магматических ассоциаций от близких по возрасту комплексов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Показана зональность состава магматических ассоциаций по мере их удаления от палеоокраины континента. Охарактеризована металлогения рифтогенной структуры. Описан новый для Северо-Востока России геолого-генетический тип редкометального оруденения, связанный со щелочными риолитами бимодальной вулканоплутонической ассоциации.

На северо-востоке Азии в тыловой зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) выделяется ряд так называемых структур тектономагматической активизации (ТМА), возраст которых датируется в интервале от позднего мела до палеоцена. Традиционно они рассматривались в качестве

элементов перивулканической области ОЧВП [4, 7, 11, 12]. Общим для всех зон ТМА является ортогональное по отношению к ОЧВП простирание. В то же время, состав слагающих их вещественных комплексов различен и варьирует от известково-щелочных ассоциаций, мало отличимых от образова-

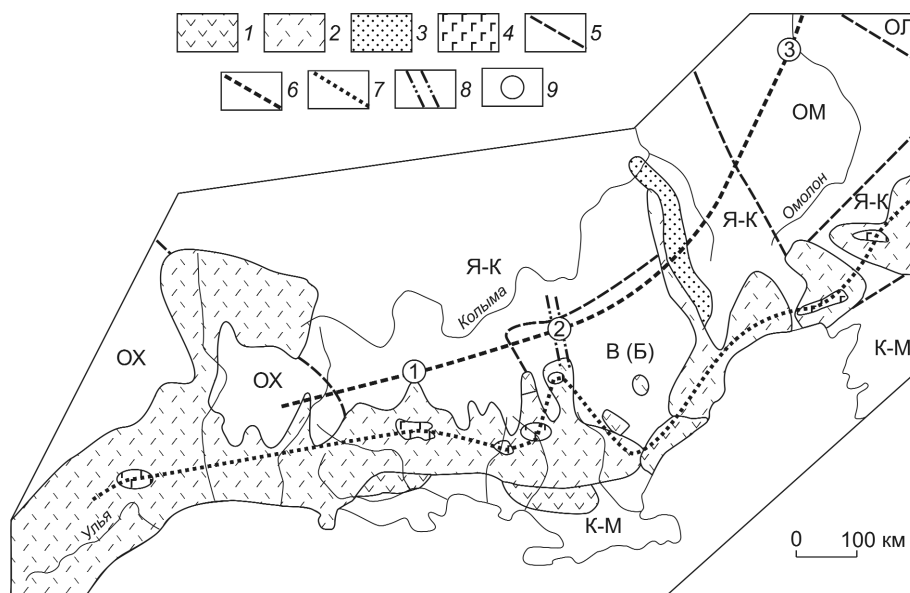


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Приохотья, по И.Н.Котляру и Т.Б.Русаковой (2004), с изменениями и дополнениями.

1 — Удско-Мургалский островодужный пояс; 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 3 — Омсукчанский рифт; 4 — Хакаринско-Энмываамская вулканическая цепь; 5 — границы террейнов (ОХ — Охотский кратонный, Я-К — Яно-Колымский пассивной континентальной окраины, В (Б) — Вилигинский (Балыгчанский) пассивной континентальной окраины, ОМ — Омолонский кратонный, К-М — Удско-Мургалский островодужный, ОП — Олойский островодужный); рифтогенные магматические зоны: 6 — тыловая, 7 — осевая, 8 — Хурчан-Оротуканская рифтогенная структура; 9 — проявления позднемелового – палеоценового бимодального магматизма тыловой рифтогенной зоны (1 — Нелькобинский интрузивный массив, 2 — Верхне-Оротуканский интрузивный массив и печальнинский комплекс, 3 — Талалахский интрузивный комплекс)

ний ОЧВП, до плюмазитовых лейкогранитов и крайне специфических пород субщелочного и щелочного составов. Очевидно, что подобное различие отражает неоднородность геодинамических условий формирования зон ТМА на всем протяжении тыловой зоны ОЧВП.

Одна из подобных зон ТМА, выделенная ранее под названием Хурчан-Оротуканская [7], рассматривается нами как рифтогенная структура. Она протягивается на 80–90 км от верховьев р. Герба до междуречья рек Оротукан и Среднекан, имеет ширину 20–30 км и приурочена к сочленению Яно-Колымского и Вилигинского террейнов пассивной континентальной окраины (рис. 1, 2). Цоколь Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры сложен триасовыми и юрскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами верхоянского миогеоклинального комплекса, прорванными дайками и мелкими телами позднеюрско-раннемеловых коллизионных гранитоидов. Осевая часть структуры выражена в геофизических полях гравимагнитной ступенью с амплитудой 1–1,5 км относительного поднятия восточного крыла, а также цепочкой положительных аномалий гравитационного поля.

В пределах Хурчан-Оротуканской структуры в 2001–2002 гг. автором изучены комплексное редкометалльно-редкоземельное оруденение Коллективнинской вулканоструктуры, рудопроявления золото-редкометалльные Тохто, Крохалиное, золото-серебряное Ветвистое. Комплекс аналитических работ, выполнявшихся в СВКНИИ ДВО РАН, включал анализы — количественный спектральный по методике ЭКСА, рентгенофлуоресцентный на главные и малые элементы, минералогический проб-протоколчек.

Вулканоплутонические ассоциации (ВПА) Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры характеризуются специфическим составом и металлогенической специализацией, отражающими геодинамические условия их формирования (см. рис. 2). К наиболее ранней относится известково-щелочная ассоциация, представленная верхнемеловыми эффузивами кислого состава ольской свиты и комагматичными им образованиями одноименного субвулканического комплекса. Они развиты в южной части рифтогенной структуры вблизи биотитовых гранитов и гранодиоритов Сулухачанского массива, относящегося к позднемеловому сеймканскому интрузивному комплексу [3]. Выходы Сулухачанского массива занимают площадь около 110 км²; возраст пород по К-Аг данным 84–88 млн. лет [3]. Состав пород рассматриваемой ВПА — нормальный известково-щелочной (табл. 1), соответствует продуктам заключительных этапов развития ОЧВП. Характерны низкие содержания Rb, Sn, повышенные Sr и Ba. С данной

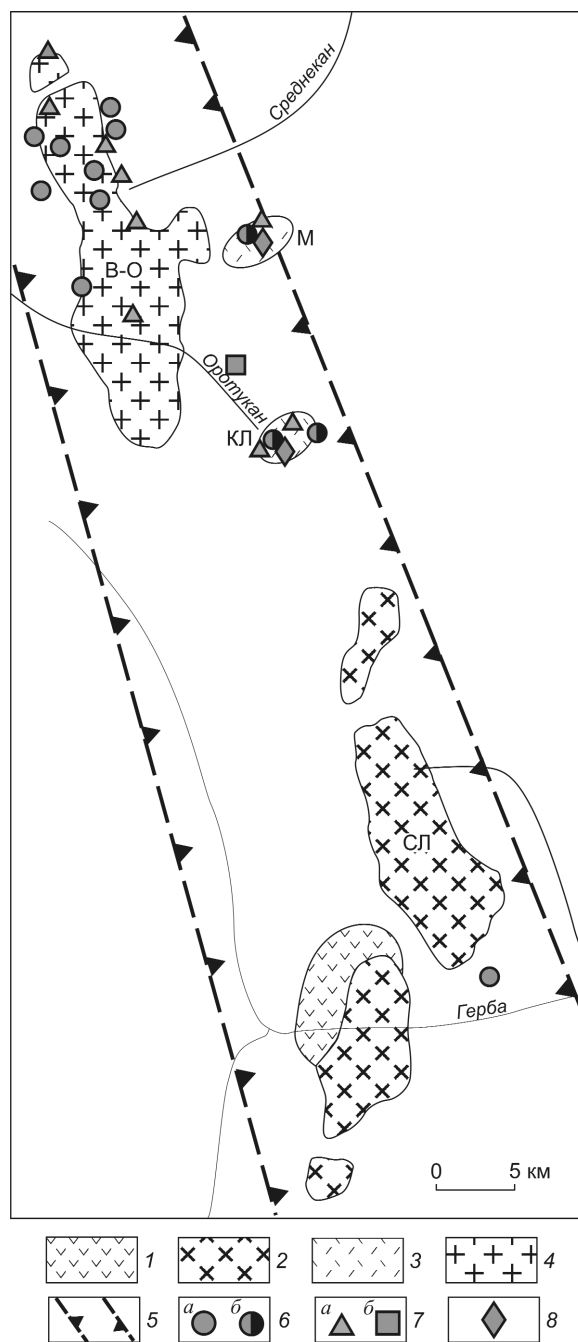


Рис. 2. Геолого-структурная схема Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры:

известково-щелочная вулканоплутоническая ассоциация: 1 — ольская свита, 2 — сеймканский комплекс (СЛ — Сулухачанский массив); бимодальная вулканоплутоническая ассоциация: 3 — печальнинский комплекс (М — Майская, КЛ — Коллективнинская вулканоструктура), 4 — омурчанский комплекс (В-О — Верхне-Оротуканский массив); 5 — контуры Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры; рудопроявления: 6 — золото-редкометалльные (а), золото-серебряные (б), 7 — касситерит-силикатные (а), серебро-полиметаллические (б), 8 — редкометалльно-редкоземельные

1. Содержания главных и малых элементов в породах известково-щелочных бимодальных вулканоплутонических ассоциаций

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	74,50	71,67	77,68	53,26	78,24	76,32	74,57	52,60
TiO ₂	0,18	0,23	0,08	1,58	0,05	0,18	0,20	1,70
Al ₂ O ₃	13,60	13,93	12,32	16,77	11,62	10,32	10,07	16,10
FeO	0,43	2,22	-	-	-	-	2,25	-
Fe ₂ O ₃	1,02	0,46	1,52*	8,75*	2,14*	3,47*	3,07	9,70*
MnO	0,06	0,06	0,01	0,15	0,02	0,01	0,20	0,15
MgO	0,50	0,67	0,03	4,25	0,05	0,03	0,12	4,20
CaO	0,50	1,00	0,05	6,72	0,01	0,03	0,07	7,90
Na ₂ O	3,72	4,00	2,97	4,04	1,70	1,87	4,59	3,30
K ₂ O	4,50	4,52	4,66	2,05	4,79	4,36	4,09	1,30
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,01	0,38	0,01	0,01	0,01	0,70
ППП	0,17	0,12	0,45	2,01	0,98	1,86	0,71	2,30
Сумма	99,21	98,95	99,78	99,96	99,61	98,46	99,95	99,95
Ba	446	-	15	-	86	13	10	-
Rb	129	-	333	33	362	500	549	26
Sr	92	-	18	351	37	26	30	700
Y	-	-	61	29	18	242	-	253
Zr	-	-	94	189	88	2225	-	31
Nb	-	-	13	11	14	83	225	8
Sn	7	-	-	-	-	17	55	-
<i>n</i>	9	5	7	15	3	119	4	-

Примечание. Известково-щелочная ассоциация: 1 — ольская свита, 2 — сейманский комплекс, Сулуханский массив; бимодальная ассоциация: 3 — омушчанский комплекс, Верхне-Оротуканский массив, 4–7 — I–IV фазы печальнинского комплекса; 8 — мыгдыкитская свита. Источники анализов: 1–2 — В.П.Крамарев (1992); 7 — Ю.Д. Недосекин (1986); 8 — И. Н. Котляр и Т.Б.Русакова (2004); 3–6 — данные автора. 1,52* — суммарное железо в форме Fe₂O₃; *n* — число проб.

вулканоплутонической ассоциацией связаны единичные рудопроявления золото-редкометальной формации и ряд точек минерализации Au, Zn, Mo.

Рифтогенная бимодальная ассоциация объединяет дат-палеоценовые образования печальнинской свиты и коагматического субвулканического комплекса (радиологический возраст по K-Ar данным 58–75 млн. лет [5]), а также Верхне-Оротуканского гранитного массива, относимого к омушчанскому плутоническому комплексу [3]. Образования печальнинской свиты и одноименного комплекса слагают Майскую и Коллективнинскую отрицательные вулканоструктуры изометричных очертаний и диаметром 2–4 км (см. рис. 2). Общая площадь ареала распространения вулканитов 110 км²; суммарная площадь выходов 30 км²; объем эффузивов ~15 км³, в том числе кислого состава ~9 км³. В составе комплекса выделяются четыре фазы: I — дайки субщелочных базальтов и эссекситов, коагматичные им базальтовые покровы; II — дайки и мелкие тела массивных риолитов и гранит-порфиров; III — мелкие тела, штоки и дайки флюидалных трахириолитов и комендитов и коагматичные экструзии и покровы; IV — дайки щелочных гранит-порфиров. Разрез образований покровной фации ком-

плекса имеет двучленное строение с оливиновыми базальтами в основании и трахириолитами и комендитами в верхней части. Общая мощность эффузивной толщи 150–300 м.

Субщелочные базальты, андезитобазальты и эссекситы I фазы имеют повышенные глиноземистость и щелочность (см. табл. 1), трахириолиты и комендиты II и III фаз — повышенные концентрации SiO₂, Na₂O, K₂O, Fe₂O₃, летучих компонентов, пониженные Al₂O₃ и CaO. Щелочные гранит-порфиры IV фазы содержат несколько меньше SiO₂ и летучих, но больше Na₂O и K₂O. Геохимическая специфика вулканитов печальнинского вулканического комплекса определяется высокими содержаниями Zr, Y, Rb, Nb, Sn, РЗЭ, низкими — Ba и Sr. Наиболее она проявлена в породах завершающей фазы (см. табл. 1), которым присущи минимальные содержания Eu и высокое отношение La/Yb (8–10) [8].

К образованиям II и III фаз печальнинского комплекса приурочено эпitherмальное золото-серебряное оруденение. Наиболее детально изучены рудопроявления Печальное и Ветвистое. Рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами, залегающими главным обра-

зом среди ороговикованных триасовых осадочных пород. Руды имеют существенно серебряный геохимический профиль (Au/Ag 1:100–1:1000), содержания Au 1–6 г/т, Ag 500–2000 г/т.

С породами III фазы связано комплексное редкометалльно-редкоземельное оруденение. На южном фланге Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры, в пределах Коллективнинской вулканоструктуры, вулканиды сопровождаются интенсивной радиогеохимической аномалией U и контрастными вторичными ореолами Y, La, Nb. Оруденение приурочено к экструзивно-субвулканическому телу флюидальных трахириолитов и комендитов (рис. 3) с высокими содержаниями SiO₂, Fe₂O₃, летучих компонентов и низкими — Na₂O, K₂O и CaO (табл. 2). Геохимический профиль оруденения определяется ассоциацией Sn-Nb-Zr-Y-Be; кларки концентраций (КК) элементов составляют 5–20 (табл. 2). Рудный интервал имеет протяженность 15 м; в его пределах содержания Zr достигают 0,47%, Y 0,13% (КК=10–40, см. табл. 2). В протоловках рудных проб диагностированы флюорит, щелочной амфибол, циркон, монацит. Выделения флюорита характеризуются зональным строением с бесцветным ядром и фиолетовыми каймами, что свидетельствует об их обогащении редкоземельными элементами, в первую очередь иттрием. Севернее, в пределах Майской вулканоструктуры с аналогичным строением и составом вулканидов, также установлены высокие концентрации Y и Nb (до 0,1 и 0,3% соответственно).

Верхне-Оротуканский массив имеет площадь выходов 120 км². Наряду с несколькими мелкими (4–10 км²) сателлитами, он сложен субщелочными лейкогранитами (радиологический возраст по K-Ar данным 74–86 млн. лет [3]). В породах повышены содержания Na₂O, K₂O и летучих компонентов, понижены — Al₂O₃ и CaO. Характерны повышенные концентрации Rb, Nb, PЗЭ (150 г/т, La/Yb=6–9) и пониженные — Ba и Sr, Eu (0,01) [8]. По составу породы Верхне-Оротуканского массива занимают промежуточное положение между плюмазитовыми и агпайтовыми редкометальными гранитами. Генетическая общность пород бимодальной ВПА подтверждается сходством петрохимического состава и геохимической специализации (см. табл. 1).

С лейкогранитами Верхне-Оротуканского массива связано оруденение касситерит-силикатной и золото-редкометальной формаций. Рудные тела касситерит-силикатных месторождений и рудопоявлений (Кинжал, Куно) представлены кварц-турмалиновыми жилами с содержаниями Sn до 1–5%. Золото-редкометальные рудопоявления (Тохто, Шаман) вмещаются главным образом ороговикованными породами экзоконтактной зоны и представлены зона-



Рис. 3. Схема геологического строения участка Большой:

печальнинская свита: 1 — игнимбриты и туфы трахириолитов, 2 — лавы трахириолитов и комендитов; 3 — субвулканические тела трахириолитов и комендитов печальнинского комплекса; 4 — разломы; 5 — профили литохимического опробования; 6 — интервалы с повышенными содержаниями Y, г/т (а — >500, б — >1000)

ми сульфидизированных кварц-светлослюдистых метасоматитов и прожилково-сетчатого окварцевания. Средние содержания Au 1,5–5 г/т. В экзоконтакте Верхне-Оротуканского массива локализовано также малое серебро-полиметаллическое месторождение Восточное.

Состав магматических ассоциаций и металлогения Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры в значительной степени сходны с Омсукчанским рифтом [5], который является наиболее крупным и изученным среди подобных структур на северо-востоке Азии. Сходство проявлено как в петрографическом составе бимодальных ВПА, так и в геохимических особенностях и металлогении. Практически идентичны рудные формации и минеральные типы месторождений — касситерит-силикатные, золото-редкометальные, золото-серебряные, серебро-полиметаллические, редкометально-редкоземельные. Вероятно, развитие рифтогенной структуры также началось в качестве трансформной по отношению к активной окраине Северо-Азиатского кратона. На начальном этапе ее вещественным выполнением служили образования известково-щелочной ВПА. Смена геодинамического режима, связанная с завер-

2. Статистические параметры логнормального распределения главных и малых элементов в рудном интервале и вмещающих породах рудопроявления Большой

Элементы	1		2		3	
	$C_{\text{ГЕОМ}}$	E	$C_{\text{ГЕОМ}}$	E	$C_{\text{ГЕОМ}}$	E
SiO ₂	76,11	1,02	76,93	1,03	80,10	1,02
TiO ₂	0,15	1,16	0,18	1,20	0,25	1,08
Al ₂ O ₃	10,43	1,07	10,32	1,07	9,08	1,07
Fe ₂ O ₃ зобщ	3,25	1,31	3,47	1,34	4,27	1,21
MnO	0,01	3,64	0,01	5,33	0,04	2,42
MgO	0,03	1,25	0,03	1,24	0,03	1,00
CaO	0,02	6,11	0,03	5,31	0,01	1,00
Na ₂ O	3,28	1,28	1,87	1,97	0,34	3,17
K ₂ O	4,63	1,10	4,36	1,23	2,89	1,05
P ₂ O ₅	0,01	1,04	0,01	1,28	0,02	1,66
Ba	15,40	1,19	18,45	1,74	49,66	2,28
Cr	5,62	2,21	5,88	2,45	27,82	2,04
Ni	38,86	1,11	41,74	1,20	65,04	1,10
ППП	1,42	1,68	1,86	1,66	2,74	1,10
Сумма	99,99	1,00	99,99	1,00	99,95	1,00
Rb	478,20	1,07	499,47	1,17	549,35	1,05
Sr	23,61	1,53	25,88	1,40	46,73	1,04
Y	184,24	1,57	242,11	1,70	1011,70	1,19
Zr	1998,78	1,30	2224,81	1,32	4196,70	1,08
Nb	72,23	1,36	82,78	1,49	263,86	1,12
Ce	18,87	2,13	20,00	2,32	83,49	3,37
La	40,63	2,75	55,45	3,06	169,45	1,19
Yb	0,16	1,66	0,16	1,77	59,80	1,08

Пр и м е ч а н и е. 1 — покровная фация; 2 — экструзивная фация; 3 — рудный интервал.

шением развития краевого вулканического пояса и переходом к стадии тылового рифтогенеза, привела к формированию бимодальной ВПА.

Помимо Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры, бимодальные ВПА, датируемые поздним мелом – палеоценом, известны и на других отрезках тыловой зоны ОЧВП. Это Нелькобинский интрузивный массив на юго-восточном его отрезке, где щелочные граниты ассоциируют с эффузивами и субвулканическими телами субщелочных базальтов и комендитов [8, 9]. На противоположном фланге Охотского сектора ОЧВП, в северо-восточной части Омолонского массива, позднемиловые щелочные граниты, субщелочные лейкограниты и сиениты ассоциируют с эффузивами контрастного трахириолит-трахибазальтового состава [2]. Кроме того, субщелочные редкометалльные лейкограниты омсукчанского комплекса (как показано выше, — составная часть бимодальной ВПА) слагают ряд массивов (Бутугычагский, Лево-Омсукчанский, Невский, Куранакский) в тыловой зоне Охотского сектора ОЧВП. Палеоценовые комендиты и щелочные граниты в ассоциации с трахибазальтами известны также в тыловой части Восточно-Чукотской зоны ОЧВП (междуречье Амгуэма и Канчалан) [10].

Позднемиловые – палеогеновые магматические ассоциации контрастного состава проявлены также на всем протяжении осевой зоны ОЧВП (хакаринская, мыгдыкитская и джагынская свиты Охотского сектора, энмываамская свита Чукотского сектора). Они выделяются в трахириолит-трахибазальтовую формацию и объединены в Энмываамско-Хакаринскую внутриконтинентальную вулканическую цепь [4]. Согласно современным представлениям, данные образования фиксируют верхнюю возрастную границу ОЧВП и являются продуктами рифтогенеза, завершающего его развитие [14]. Их сопоставление с рифтогенными магматическими ассоциациями Хурчан-Оротуканской структуры показывает, что при общем сходстве состава (см. табл. 1) последние характеризуются более высокой щелочностью, существенным преобладанием пород кислого состава при меньшей роли базитов, на долю которых приходится не более одной трети от общего объема вулканических накоплений (против 70–80% у первых). В целом намечается зональность, выражающаяся в росте щелочности составов и литофильности бимодальных ассоциаций тыловой зоны по отношению к осевой.

Таким образом, в пределах Охотского сектора ОЧВП намечаются контуры двух рифтогенных магматических зон различных геодинамических типов, по [16]. Осевая рифтогенная зона — Энмываамско-Хакаринская внутриконтинентальная вулканическая цепь. Расположенная параллельно ей тыловая рифтогенная зона образована бимодальными ВПА и маркирует тыловую границу активной палеоокраины. Расстояние между осевой и тыловой зонами с юго-запада на северо-восток увеличивается с 100 до 300 км, что может отражать выполаживание палеозоны Беньюфа к северу.

В этой связи становится актуальным рассмотрение с данных позиций геодинамической природы и других зон ТМА. Кинематически все они представляют собой правые сдвиги [11], формирование которых, по всей видимости, происходило в обстановке трансформной континентальной окраины, существовавшей вдоль ОЧВП в палеоцен-эоценовое [15] или маастрихт-эоценовое [1] время. Трансформные сдвиговые смещения в ряде случаев приводили к возникновению разрывов субдуцированной литосферы — слэбов, сопровождающемуся бимодальным магматизмом.

Высокие концентрации редких металлов и редкоземельных элементов в породах бимодальной ассоциации Хурчан-Оротуканской структуры определяют прикладную важность ее изучения. Рудоносные риолиты печальнинского комплекса по геологической позиции и петролого-геохимическим особенностям сходны с вмещающей крупные месторождения редких металлов формаций «гопазовых риолитов», связанной с бимодальным вулканизмом палеоген-неогеновых палеорифтов Провинции бассейнов и хребтов запада США [13]. Рассмотренное оруденение представляет новый для нашей страны геолого-генетический тип редкоземельно-редкометалльной минерализации. Учитывая существующий в Российской Федерации дефицит минерально-сырьевой базы по редким металлам и редкоземельным элементам [6], необходима постановка специализированных прогнозно-металлогенетических исследований по данной тематике. Первоочередные задачи при этом — определение современными аналитическими методами содержания полного спектра редкоземельных элементов и установление минеральных форм их нахождения в рудах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Говоров Г.И.* Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. — Владивосток: Дальнаука, 2002.
2. *Дылевский Е.Ф.* Айэнэнский интрузив и особенности его щелочных сиенитов // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан, 1997. С. 108–135.
3. *Загружина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1977.
4. *Калинин А.И., Епифанова А.П., Орлов А.Г.* Проблема соотношения разных типов золотого и серебряного оруденения в структурах активизации Верхояно-Чукотской складчатой области // Соотношение разных типов оруденения вулканоплутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. Владивосток, 1991. С. 61–75.
5. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004.
6. *Кременецкий А.А.* Редкие элементы в России: анализ состояния и пути развития // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 2–7.
7. *Кузнецов В.М.* Строение, геодинамика и рудоконтроль Хурчан-Оротуканской зоны ТМА // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Магадан, 1997. С. 50–52.
8. *Недосекин Ю.Д.* Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1988.
9. *Осинов А.П.* Позднемезозойское тектоно-магматическое развитие западной части Охотско-Колымского водораздела. — Новосибирск: Наука, 1975.
10. *Полин В.Ф., Молл-Столкан Э.Дж.* Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 29–47.
11. *Розенблюм И.С.* Структуры активизации — важнейшие металлогенетические элементы Северо-Востока Азии // Рудно-магматические системы Северо-Востока СССР. Магадан, 1990. С. 15–25.
13. *Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогенетическая провинция (строение, рудоносность, аналоги). — М.: Наука, 1986.
14. *Усова Т.Ю., Клаповская Л.И.* Редкометалльные месторождения на активных окраинах континентов (на примере Кордильер Северной Америки). — М.: ВИЭМС, 1988.
15. *Филатова И.Н.* Магматические комплексы континентальной окраины и условия их формирования (на примере Охотско-Чукотского региона) // Формационная принадлежность и фации изверженных пород. Магадан, 1991. С. 90–101.
16. *Ханчук А.И., Иванов В.В.* Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. — Владивосток, 1999.
17. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. — М.: Наука, 1991.

УДК [553.45:553.061.12/.17] (571.63)

© Коллектив авторов, 2009

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРИМОРЬЕ

**С.М.Родионов, А.А.Шнайдер (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН),
Ю.И.Бакулин (НП «Горнопромышленники России»), А.С.Борисенко,
А.А.Боровиков (Институт геологии и минералогии СО РАН)**

На примере Арсеньевского оловорудного месторождения Приморского края рассмотрена проблема источника рудообразования. Акцентировано внимание на непосредственной связи оловянного оруденения с дайками порфировых риолитов палеогенового возраста. Изучены строение и вещественный состав даек. Показан механизм кристаллизационной дифференциации флюидной рудоносной магмы и образования ритмично-расслоенных структур даек из высококонцентрированных «растворов–расплавов». Во вкрапленниках кварца порфировых риолитов выделены расплавные и флюидные включения. Приводятся данные о двухфазном развитии процесса рудообразования и его термодинамических параметрах.

Представляемая статья является продолжением исследований, начатых авторским коллективом в 2004 г., и, хотя она подготовлена без участия членкор. РАН С.М.Родионова, мы сочли необходимым включить его в число соавторов [2, 13].

Представления о генезисе оловянного оруденения развивались выдающимися отечественными учеными С.С.Смирновым, Е.А.Радкевич, В.Л.Барсуковым и др. По их данным, оловорудные месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций парагенетически связаны с магматизмом. Нами получены новые данные [2] о связи олова с магматическими породами, позволяющие оловорудные месторождения относить к магматогенным.

Разнообразие природных рудных объектов и форм их связи с магматизмом обусловлено геодинамическим режимом, различной подвижностью магмы и флюида, однородностью–гетерогенностью среды рудообразования, составом вмещающих пород, степенью разобщенности областей генерации гидротермальных растворов и рудоотложения (локализации) [1 и др.]. Оловорудные месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций отличаются от других формационных типов значительной разобщенностью областей «генерации и локализации», что и послужило объективными причинами трудностей выявления связей олова с магматизмом.

На ряде оловорудных месторождений Дальневосточного региона малые интрузии — дайки порфировых риолитов палеогенового возраста — формируются на завершающих этапах развития рудно-

магматических систем близко одновременно с отделением рудоносного флюида. Подобные дайки известны на многих оловорудных месторождениях Приморья (Арсеньевское, Тигриное, Янтарное, Звёздное, Ледяное [12, 15]), Хабаровского края (объекты Комсомольского района, Мопану [7]), ЕАО (Хинганское), а также северо-востока региона [16]. Несмотря на существенные различия перечисленных месторождений, им присущи конвергентные признаки — штокообразные тела гранитоидов гипабиссального и субвулканического уровней глубинности, дайки палеогенового возраста, тесная сопряженность во времени процессов магматизма и рудогенеза, взрывные брекчии, растянутость во времени процессов становления месторождений (многоэтапность оруденения).

Межформационные связи оловорудных месторождений с молибденовой и касситерит-кварцевой (грейзеновой) формациями рассмотрены в работе [5], нами проанализирована динамика развития рудно-магматической системы. Особенность Арсеньевского месторождения заключается в том, что имеющаяся на многих объектах дифференциация рудоносного очага и стадийное отделение продуктов нарушены. Получены данные о совместном формировании рудоносной магматической породы и рудных продуктов, в том числе разделенных на стадии по времени минерализации.

Характерные физико-химические условия и минералогические особенности даек порфировых риолитов Арсеньевского месторождения. Месторождение находится в Кавалеровском районе Приморья. Оно отнесено к касситерит-силикатно-суль-

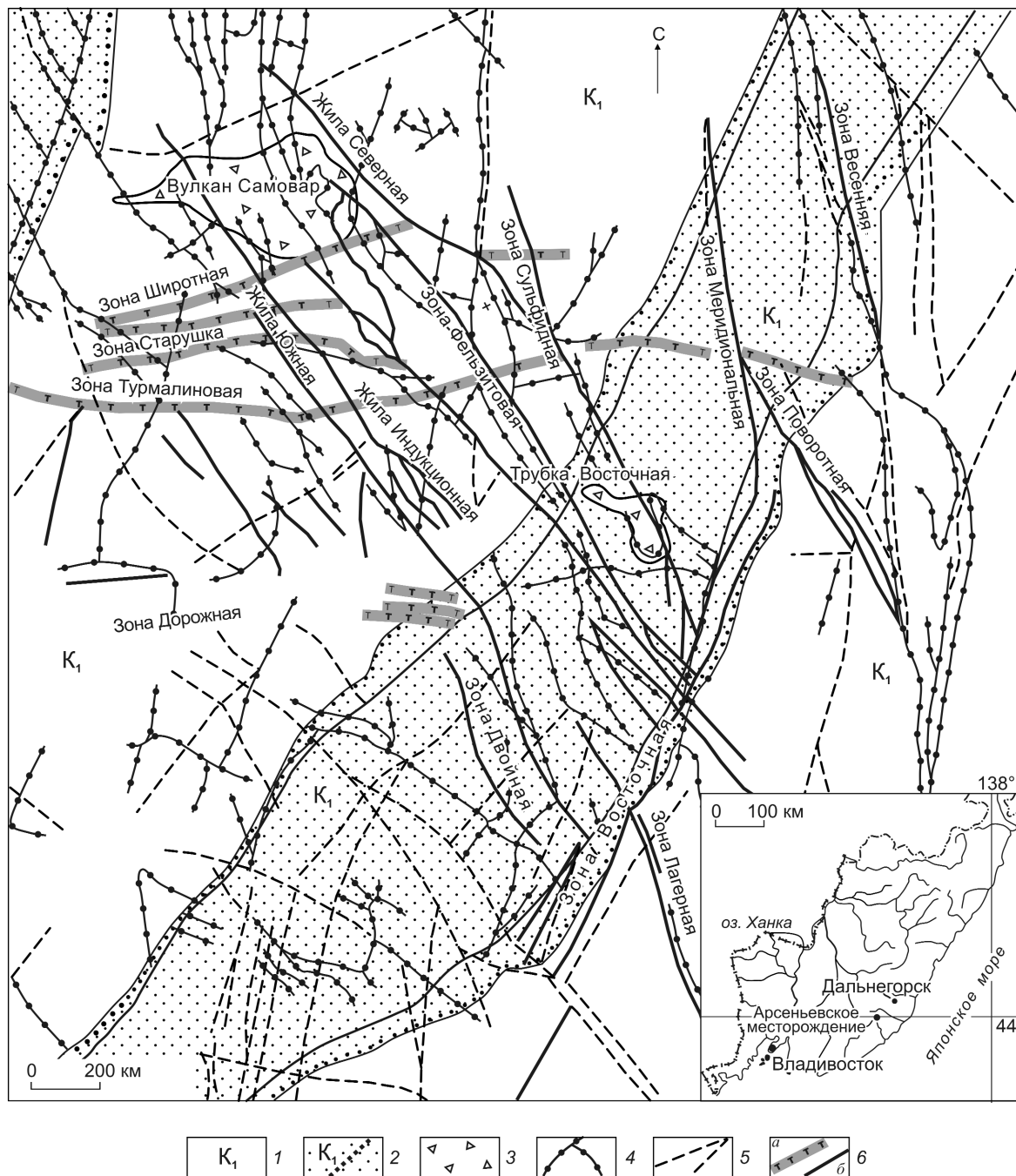


Рис. 1. Схема геологического строения Арсеньевского месторождения, с использованием материалов ПГО «Приморгеология»:

1 — алевропесчаники и алевролиты, K_1 ; 2 — песчаники и конгломераты, K_1 ; 3 — лавы, лавобрекчии, туфобрекчии риолитов; 4 — дайки разного состава; 5 — разломы; 6 — рудные жилы и зоны (а — раннего, б — позднего этапов)

фидной формации [4]. В структурном отношении расположено в западной части Главного синклинария Сихотэ-Алинской складчатой области. Площадь объекта сложена нижнемеловыми осадочными породами (песчаниками, алевролитами), прорванны-

ми дайками, трубками взрыва и жерлом палеовулкана (рис. 1). Магматические образования занимают до 30% объема месторождения. К наиболее ранним относятся субвулканические туфолавы дацитов, туфы и туфобрекчии риолитов, агломераты,

выполняющие жерло вулкана Самовар. Эксплозивное брекчирование проявлялось в более поздние периоды в виде даек и тел сложной формы. Состав даек различный — от базальтов до фельзитов, микрогранитов и аплитов. Верхнемеловые дайки (высокоглиноземистые базальты, андезитобазальты) одни исследователи относят к дорудным [4], другие считают, что касситерит-кварц-сульфидная минерализация генетически связана с сеноман-туронской дайковой серией, которая и послужила источником рудных компонентов [8]. Более поздние дайки калиевых риолитов, липаритовых порфиров, фельзитов и порфировых риолитов также несут рудную минерализацию.

На месторождении выделено два тектономагматических этапа, с которыми связаны два этапа минерализации: ранний (среднемеловой) и поздний (палеогеновый) [4, 9]. В ранний этап формировались субширотные касситерит-сульфидные жилы, залегающие в зонах турмалинизации. Минерализации позднего этапа (хлорит-касситерит-сульфидные с карбонатом и флюоритом жилы северо-западного простирания) предшествовало внедрение даек палеогенового возраста (порфиритов, порфировых риолитов, фельзитов) и эксплозивных брекчий. На десятом горизонте описываемого месторождения (абсолютная отметка +210 м) вскрыты жилы Февральская, Двойная и Порфиритовая северо-западного простирания с поздней хлорит-касситерит-сульфидной минерализацией. Жила Порфиритовая развивается непосредственно по дайке порфирита; на северном фланге к жиле Февральская примыкает тело взрывной брекчии с хлорит-касситерит-сульфидной минерализацией в цементе последней.

Месторождение формировалось на протяжении 30 млн. лет [9]. Абсолютный возраст самых молодых даек порфировых риолитов 48–50 млн. лет. При небольшой мощности они имеют значительную протяженность, ритмично-расслоенное строение и ориентированы радиально по отношению к жерлу вулкана. При специфических геологических условиях (слабая литификация мезозойского терригенного комплекса, образующего в кровле области генерации пластическую покрывку, сдерживающую отделение дифференциатов магмы) кристаллизация последних порций магмы и рудоносного флюида происходила одновременно с образованием ритмично-расслоенных текстур дайковых тел. Подобные ритмично-расслоенные магматические образования, встречающиеся на некоторых высокотемпературных рудных месторождениях, изучались многими исследователями [6, 8, 10, 11].

Нами на Арсеньевском месторождении рассмотрена одна из даек порфировых риолитов субмери-

дионального простирания мощностью до 10 см с вкрапленностью и шлировыми обособлениями рудной минерализации, вскрытая Южным штреком на глубине 300–500 м от поверхности (рис. 2, а). Ее ритмично-полосчатая текстура обусловлена чередованием полос разной мощности (от 0,5 до 1,0 мм, реже до 1,0 см) со следами пластического течения. По мощности дайки ритмичная расслоенность неоднократно повторяется, варьирует лишь ширина отдельных полос. В приконтактной части полосы непрерывные, сплошные с причудливыми заливами, ориентированными параллельно контактам с вмещающими породами (зона 1). В центральной части (зона 2) наблюдается удлиненное включение застывшей риолитовой магмы с небольшим количеством пирротина в виде атоллов (см. рис. 2, б). На другом контакте дайки отмечаются изогнутые шлировые обособления, подчеркнутые рудоносными полосами (зона 3). Все зоны представляют типичную риолитовую кварцево-полевошпатовую массу с небольшим количеством рудных минералов, вытянутых вдоль флюидалности. В приконтактных зонах набор рудных минералов идентичен. В зоне 1 риолитовая масса насыщена рудными минералами, создающими ритмично-полосчатую структуру. Минеральный состав руд отдельных полос (слоев) в этой зоне существенно различается. Одни слои монокомпонентны (Sn) и состоят из агрегатов кварца, касситерита, серицита, мусковита, полевого шпата и хлорита при доминирующей роли касситерита (>70%); другие — поликомпонентны (Fe, Zn, Ni, Sn, Cu, As, Sb, S), выполнены кварцем, пирротинном, пентландитом, сфалеритом, касситеритом, миллеритом, блеклой рудой, арсенопиритом, серицитом, полевым шпатовым и мусковитом при преобладании пирротина; третьи — опять монокомпонентны, из рудных минералов присутствует только арсенопирит в ассоциации с кварцем, серицитом и полевым шпатовым. Все перечисленные слои серицитизированы и окварцованы.

Флюидные включения, пригодные для изучения методами термобарогеохимии (10–15 мкм), обнаружены в измененном порфировом риолите в рудоносных зонах 1 и 3 (см. рис. 2, а). Они исследованы в ИГМ СО РАН. В зоне 3 во вкрапленниках кварца присутствуют мелкие вторичные двухфазные (раствор>газ) флюидные включения и сильно измененные расплавные включения, содержимое которых превращено в рыхлый, непрозрачный агрегат. Флюидные включения гомогенизируются в жидкую фазу в интервале температур 230–195°C, плавление льда происходит в интервале –8–7°C, общая концентрация солей в растворах этих включений варьирует от 10,5 до 9,3 мас.% в экв. NaCl [18].

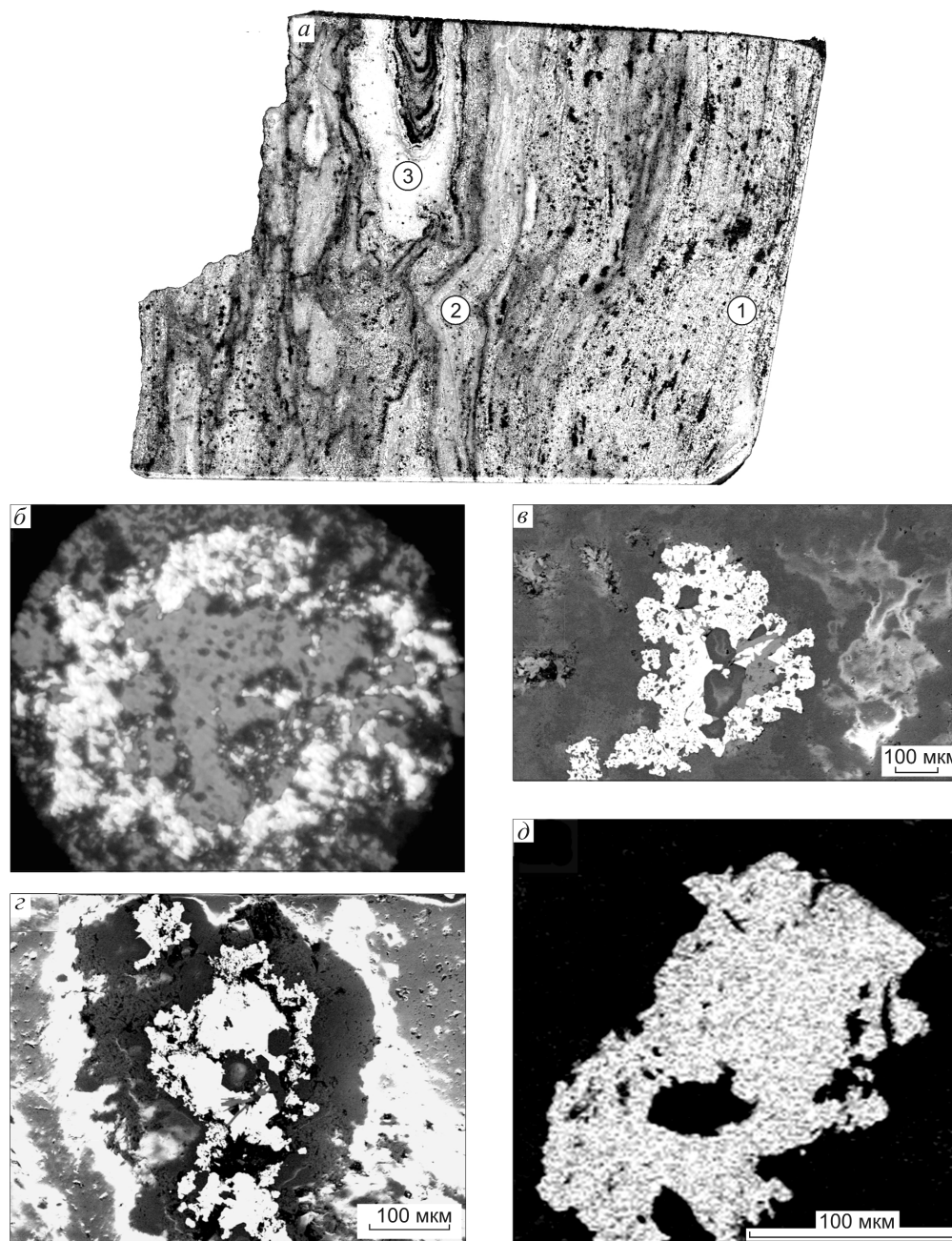


Рис. 2. Ритмично-расслоенная дайка порфировых риолитов мощностью 10 см, месторождение Арсеньевское:

a — общий вид: 1 — зона контакта дайки с вмещающими породами, текстура ритмично-расслоенная с непрерывными полосами, 2 — центральная (осевая) часть дайки, 3 — зона контакта дайки плойчатого строения с шлировыми обособлениями; *б* — фрагмент зоны 2: атоллы пирротина в риолитовой массе, серое — риолитовая кварц-полевошпатовая масса. Фото шлифа, ув. 100; *в* — фрагмент зоны 1: колломорфные образования касситерита вокруг кристалликов кварца (темно-серое), светло-серое — риолитовая кварц-полевошпатовая масса. Фото выполнено на электронном микроскопе, ув. 262; *г* — фрагмент зоны 3: обрастание скрытокристаллического касситерита колломорфным, серое — риолитовая масса. Фото выполнено на электронном микроскопе, ув. 491; *д* — фрагмент зоны 1: структура распада твердого раствора пирротин–пентландит–миллерит. Фото выполнено на электронном микроскопе

В кварцевой массе зоны 1 установлены также двухфазные флюидные включения (раствор>газ). Температура гомогенизации включений 215–190°C, го-

могенизация включений происходит в жидкую фазу, плавление льда — в интервале $-7-6^{\circ}\text{C}$, общая концентрация солей в растворах включений коле-

блется от 11,7 до 10,5 мас. % в экв. NaCl. Преобладающим соевым компонентом растворов флюидных включений в изученных образцах является NaCl. Поскольку температуры плавления эвтектик растворов во включениях (-25 – -22°C) близки к температуре эвтектики водно-солевых систем $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ ($-21,2^{\circ}\text{C}$) и $\text{NaCl}+\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$ ($-23,5^{\circ}\text{C}$), не исключено присутствие в растворах сульфата или гидрокарбоната Na [3]. Газовая фаза флюидных двухфазных и сравнительно редко встречающихся существенно газовых включений является малоплотной. Она представлена, вероятно, преимущественно парами воды, так как при изучении включений при низких температурах (-190°C) не обнаружены CO_2 или CH_4 [17]. Содержимое флюидных включений при температуре их гомогенизации создает давление 24–10 бар, которое можно принять за минимальное давление гидротермальной среды в период захвата флюидных включений.

Большой научный интерес представляет существование во вкрапленниках кварцев порфировых риолитов включений двух генетических типов — расплавных и флюидных. Такое содружество могло иметь место только в том случае, когда расплав и флюид сосуществовали в одной сложной системе. Вторичный характер флюидных включений в результате наложенного гидротермального процесса маловероятен, так как вкрапленники кварца не потеряли своей индивидуальности. Приняв в качестве рабочей гипотезы существование сложной флюидно-расплавной системы (назовем ее рудной магмой), попытаемся представить ее параметры с учетом полученных термобарогеохимических данных. Отделение магмы от очага опережало внедрение основной ее порции. Соотношение флюид/расплав в смеси можно оценить не менее чем (40–50):1 (по параметрам слоев, рудной нагрузке и концентрации растворов). Растворы были высококонцентрированными, если даже после отложения рудных минералов во включениях законсервировалось 10–12% раствора. Высокая концентрация растворов создала «эффект флюса», значительно снизившего температуру кристаллизации расплава. При этом часть магмы образовала пластичные обособления, деформированные движением рудной магмы, обусловившим полосчатые текстуры. Давление гомогенизированного флюида 24–10 бар характеризует разность давления среды и включения. Реальное давление в рудоконтролирующей структуре было чуть ниже литостатического, за счет чего осуществлялось движение рудной магмы.

Механизм образования ритмично-расслоенных структур, по-видимому, происходил в результате направленной кристаллизационной дифференци-

ации магмы от стенок дайки к ее центральной части [6, 11]. Анхизэвтектическая магма, находящаяся в резком термоградиентном поле, при температурных колебаниях в условиях сильного переохлаждения подвержена неравновесной кристаллизации. Она сбрасывает сначала избыточный против эвтектики компонент в виде твердой фазы, что приводит к образованию монокомпонентных слоев-полос с касситеритом или арсенопиритом. Затем жидкая фаза, обедненная этим компонентом, приближается к эвтектике, которая затвердевает в виде поликомпонентных слоев с минералами Fe, Zn, Ni, Sn, Cu, As, Sb, S в виде пирротина, пентландита, сфалерита, касситерита, миллерита, блеклых руд, арсенопирита и жильных, указанных выше. В процессе направленной кристаллизации от контакта дайки с вмещающей породой в глубь расплава происходит кристаллизация то избыточного компонента, то более легкоплавкой эвтектической смеси.

В зоне 2 (центральная часть дайки, см. рис. 2, а, б) риолитовая магма обеднена рудной минерализацией. В ней присутствует лишь небольшое количество пирротина в виде атоллов радиально-лучистого строения, развивающегося вокруг зерен кварца и образующих подобие сферолитов. Размер атоллов пирротина 0,01 мм. Отдельные зерна его по удлинению ориентированы перпендикулярно выделениям кварца, которые служили центром кристаллизации. Иногда в центре кварцевых выделений наблюдаются мельчайшие (0,005 мм) капли пирротина. Приведенные данные свидетельствуют о том, что кристаллизация минералов происходила из густых растворов-расплавов. По-видимому, именно высокая вязкость расплава препятствовала отделению рудного флюида от магмы, а по мере кристаллизации концентрация его в остаточном расплаве возрастала. Поэтому приконтактные зоны 1 и 3 обогащены рудными минералами.

Рудные минералы в дайке обладают рядом специфических особенностей. Касситерит развивается в виде скрытокристаллических обособлений, переходящих к периферии зерен в колломорфные образования (см. рис. 2, в, з). Характерны также структуры распада твердых растворов пирротин–пентландит–миллерит, пирротин–сфалерит–блеклая руда (см. рис. 2, д). Для касситерита и пирротина наблюдается ориентированный рост кристаллов, направленный вершинками к осевой части дайки, перпендикулярно к плойчатости риолитовой магмы. Зерна и чешуйки кварца и серицита ориентированы параллельно (чаще всего) или перпендикулярно плойчатости.

Геохимические особенности выделенных зон в дайке проявлены не очень отчетливо. Но, тем не ме-

нее, редкие и редкоземельные элементы Rb, Cs, Ce, Th концентрируются в зонах 1 и 3. Кроме того, в зоне 1 фиксируются повышенные содержания Sn и Cu, а в зоне 3 — Zn, Li, La. Осевая часть дайки (зона 2) обеднена элементами, однако в ней несколько повышены содержания Cr, Ni, Co. Такое распределение элементов в зонах дайки говорит о скоплении летучих и легкоподвижных компонентов в приконтактовых зонах ранних порций застывшей магмы и в шлировых обособлениях.

Итак, рудоносные ритмично-расслоенные дайки порфировых риолитов Арсеньевского месторождения формировались из вязких («густых») высококонцентрированных растворов–расплавов. Об этом свидетельствует характерный рисунок плейчатости со шлировыми обособлениями, а также наличие колломорфных и скрытокристаллических образований касситерита и пирротина.

Ритмично-расслоенная структура дайки сформировалась в результате направленной кристаллизационной дифференциации магмы. В этом заключается первопричина ритмичной расслоенности, возникшей в условиях переохлаждения на фоне фазового перехода. Происходит периодическое выделение то избыточного компонента, то более легкоплавкой эвтектической смеси. Охлаждение происходило от контактов дайки с вмещающей породой в сторону центральных частей. На это указывает ориентированный рост кристаллов некоторых минералов (касситерита и пирротина) перпендикулярный к расслоению, направленный вершинками в сторону центральной части дайки.

Небольшая мощность отдельных слоев в ритмично-расслоенных участках свидетельствует о быстром охлаждении раствора–расплава. Это приводило к смене состава отдельных полос, минералы в которых после кристаллизации медленно остывали. В слоях многокомпонентной системы (пирротин–пентландит–сфалерит–блеклые руды–миллерит) происходил распад твердых растворов.

Дайки порфировых риолитов служили источником рудных компонентов и транспортирующим аппаратом для перемещения флюида–расплава, насыщенного рудным веществом. Приоткрывание трещин в момент резкого понижения давления и температуры приводило к разгерметизации магматического очага и отделению легкоподвижных компонентов. В результате вязкость «расплава–раствора» уменьшалась и он вскипал. Возникали шлировые обособления в самих дайках, взрывные брекчии и жилы хлорит–касситерит–сульфидного состава. Такая динамика процесса эволюции флюидно–расплавной системы способствовала последовательному стадийному формированию самой

дайки, взрывных брекчии и поздних рудоносных жил. В ряде случаев оловорудные месторождения можно называть магматогенными, что вполне обоснованно. Палеогеновые дайки порфировых риолитов пересекают субширотные зоны турмалинизации и касситерит–сульфидные жилы раннего этапа (K_2), а сами являются источником рудных компонентов для минерализации позднего этапа палеогенового возраста — дискордантных жил северо-западного простирания хлорит–касситерит–сульфидного состава с карбонатом и флюоритом. Они разделяют периоды с разными этапами минерализации. Подобные закономерности описаны на редкометальном месторождении Кара-Оба в Центральном Казахстане [14].

Таким образом, Арсеньевское месторождение является носителем важной генетической информации о: связи оловянного оруденения с магматизмом, многофазном (в данном случае двухфазном) развитии процесса рудообразования; трех формах отделения рудоносного флюида от магмы (взрывообразном, путем кристаллизационной дифференциации [2] и декомпрессионной локализации в трещинах); существовании магматогенно–флюидных систем (рудной магмы); возможности одноактного отложения околорудных минералов, касситерита и сульфидов; термодинамических параметрах рудообразования и др. Все они требуют дальнейшего изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ДВО РАН 09-1-П Президиума РАН 14-07, проекта программы Президиума РАН № 14.2 и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 07-05-00803, 05-05-64422).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. — М.: Недра, 1991.
2. Бакулин Ю.И., Родионов С.М., Шнайдер А.А. Рудоносные ритмично-расслоенные дайки фельзитов Арсеньевского месторождения и вопросы генезиса оловянного оруденения // Вестн. Приамур. отделения РАЕН. 2005. № 3. С. 3–11.
3. Борисенко А.С. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. — М.: Недра, 1982.
4. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района / Е.А.Радкевич, А.М.Кокорин, В.В.Анахов и др. — М.: Наука, 1980.
5. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) / Н.С.Бортников, А.И.Ханчук, Т.Л.Крылова и др. // Геология рудных месторождений. 2005. № 6. С. 537–570.
6. Иншин П.В. О механизмах дифференциации магмы. — Алма-Ата: Наука, 1972.

7. *Некоторые* особенности геологического строения и минералогии руд участка Мопан-III / А.А.Шнайдер, П.Г.Ведерников, М.С. Шнайдер и др. // Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971. С. 68–71.
8. *Некрасов И.Я., Попов В.К.* О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского оловорудного месторождения // ДАН. 1990. Т. 315. № 6. С. 1437–1441.
9. *Новые* данные о возрасте магматических образований западной части Кавалеровского района (Приморье) / М.Г.Руб, Н.Г.Гладков, В.А.Павлов и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 36–45.
10. *Повилайтис М.М.* О ритмичной зональности некоторых гранитоидных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 2. С. 35–50.
11. *Повилайтис М.М.* Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. – М.: Наука, 1990.
12. *Родионов С.М.* Геология олово-порфировых месторождений Звездного рудного узла в Приморье // Геология рудных месторождений. 1988. № 6. С. 45–55.
13. *Родионов С.М., Шнайдер А.А.* Дайка оловоносных порфировых риолитов месторождения Арсеньевского // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: V Косыгинские чтения. Хабаровск, 2006. С. 170–173.
14. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Неженский И.А., Павлова И.Г.* О закономерностях размещения редкометалльных месторождений Центрального Казахстана // Тр. ВСЕГЕИ. 1966. Т. 133. С. 44–82.
15. *Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А.* Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 85–88.
16. *Строение* рудных зон Мало-Кэнского оловорудного месторождения (Северо-Восток СССР) / М.С.Шнайдер, Р.А.Гордеев, А.А.Шнайдер и др. // Советская геология. 1977. № 9. С. 124–130.
17. *Kerkhof A.M. van den.* The system CO₂-CH₄-N₂ in fluid inclusions: theoretical modeling and geological applications // Free University Press. Amsterdam, 1988.
18. *Potter, P.R.W., Clynne M.A., Brown D.L.* Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions // Econ. Geol. 1978. № 73. P. 284–285.

УДК 553.441 (574)

© М.С.Рафаилович, 2009

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ В КАЗАХСТАНЕ БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПОВ

М.С.Рафаилович (Институт природных ресурсов ЮГГЕО, Республика Казахстан)

Близповерхностные месторождения золота вулканогенного класса — конкурентоспособный вид полезных ископаемых, ближайший резерв сырьевой базы. Рассматриваются нетрадиционные источники близповерхностных руд в недрах Казахстана. Обсуждаются актуальные направления научно-исследовательских и геологоразведочных работ.

Минерально-сырьевой комплекс Казахстана испытывает ощутимые перебои в приращении запасов Au и планомерном освоении золотоносных территорий. Ресурс основных поставщиков металла — золото-колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и золото-сульфидно-кварцевых объектов акбакайского и степнякского типов — к настоящему времени исчерпан более чем на 60–70%. Широкомасштабная разработка золоторудных гигантов Васильковское и Бакырчик

сдерживается из-за низких темпов внедрения передовых технологий обогащения руд. В значительной степени истощены золотоносные коры выветривания месторождения Суздальское. Ориентация геологической службы на иные промышленные типы (скарновые, порфировые, россыпные, техногенные) пока не дает заметных результатов.

Одно из приоритетных направлений в укреплении и воспроизводстве минерально-сырьевой базы — альтернативные источники металла. В Ка-

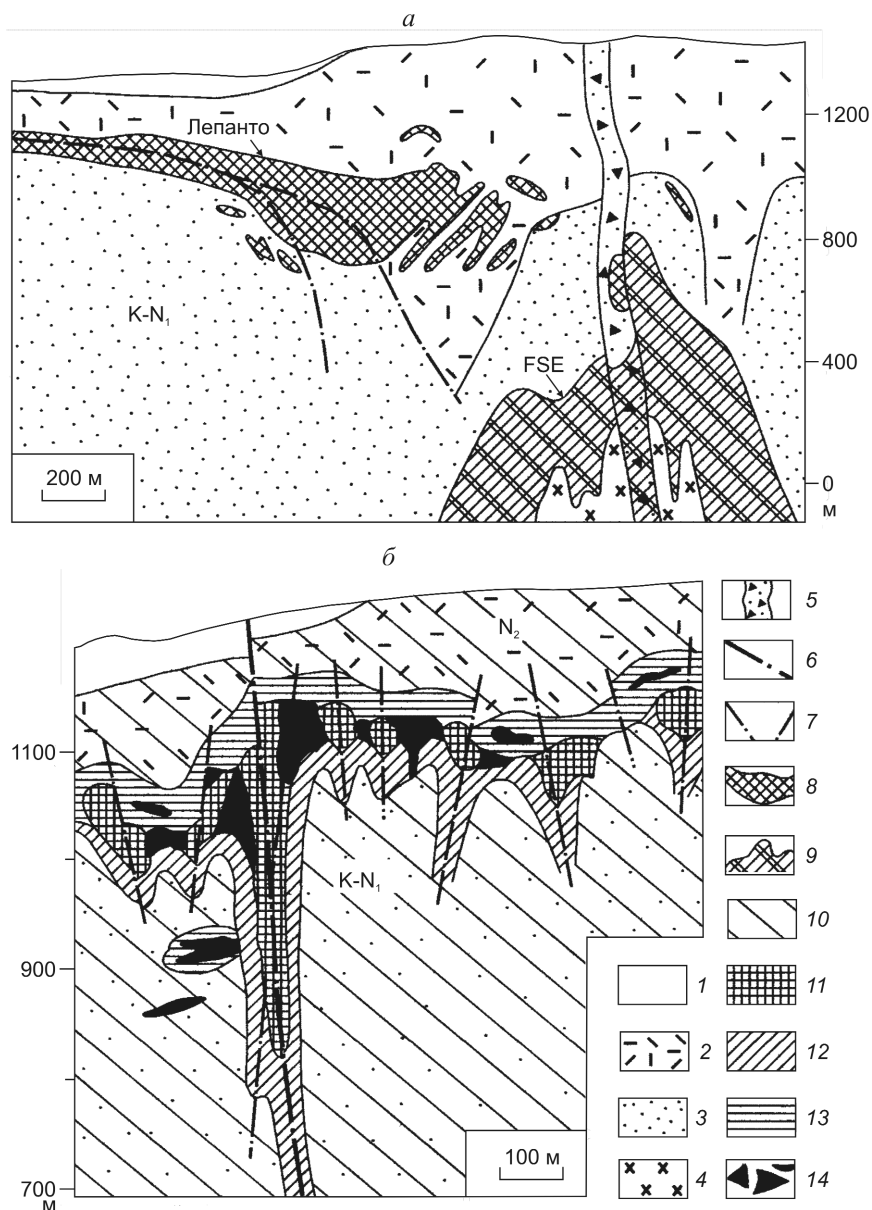


Рис. 1. Золото-медное месторождение Лепанто-FSE:

a — продольный разрез; *б* — поперечный разрез, по [12]; 1 — пострудные кайнозойские осадки; 2 — дацитовые порфиры и пирокластические породы (плейстоцен); 3 — породы фундамента (мел-миоцен); 4 — шток кварцевых диоритовых порфиров; 5 — взрывная брекчиевая трубка; 6 — разлом Лепанто; 7 — прочие разломы; 8 — эпitherмальные золото-медные руды Лепанто; 9 — золото-медные порфировые руды FSE; рудно-метасоматическая система Лепанто; 10 — пропилитизация, 11 — умеренная аргиллизация, 12 — интенсивная аргиллизация, 13 — кварцитизация (кавернозные монокварциты); 14 — эпitherмальные рудные тела

захстане ими могут быть вулканогенные близповерхностные месторождения золота (БМЗ), характеризующиеся высоким, практически нереализованным потенциалом [1, 7, 8, 10]. Актуальность исследования близповерхностных месторождений золота определяется открытиями в мире за последние 20 лет серии крупных объектов (Альто Чикама, Веладеро, Паскуа-Лама, Пиерина в Ан-

дах, Купол в России, Аши в Китае, в Юго-Восточной Азии и др.) и их возросшей ролью в современной конъюнктуре.

С учетом опыта изучения и освоения зарубежных прототипов рассмотрим две группы близповерхностных месторождений золота с нетрадиционной крупнообъемной морфологией рудных тел: протяженные линейные зоны в островных ду-

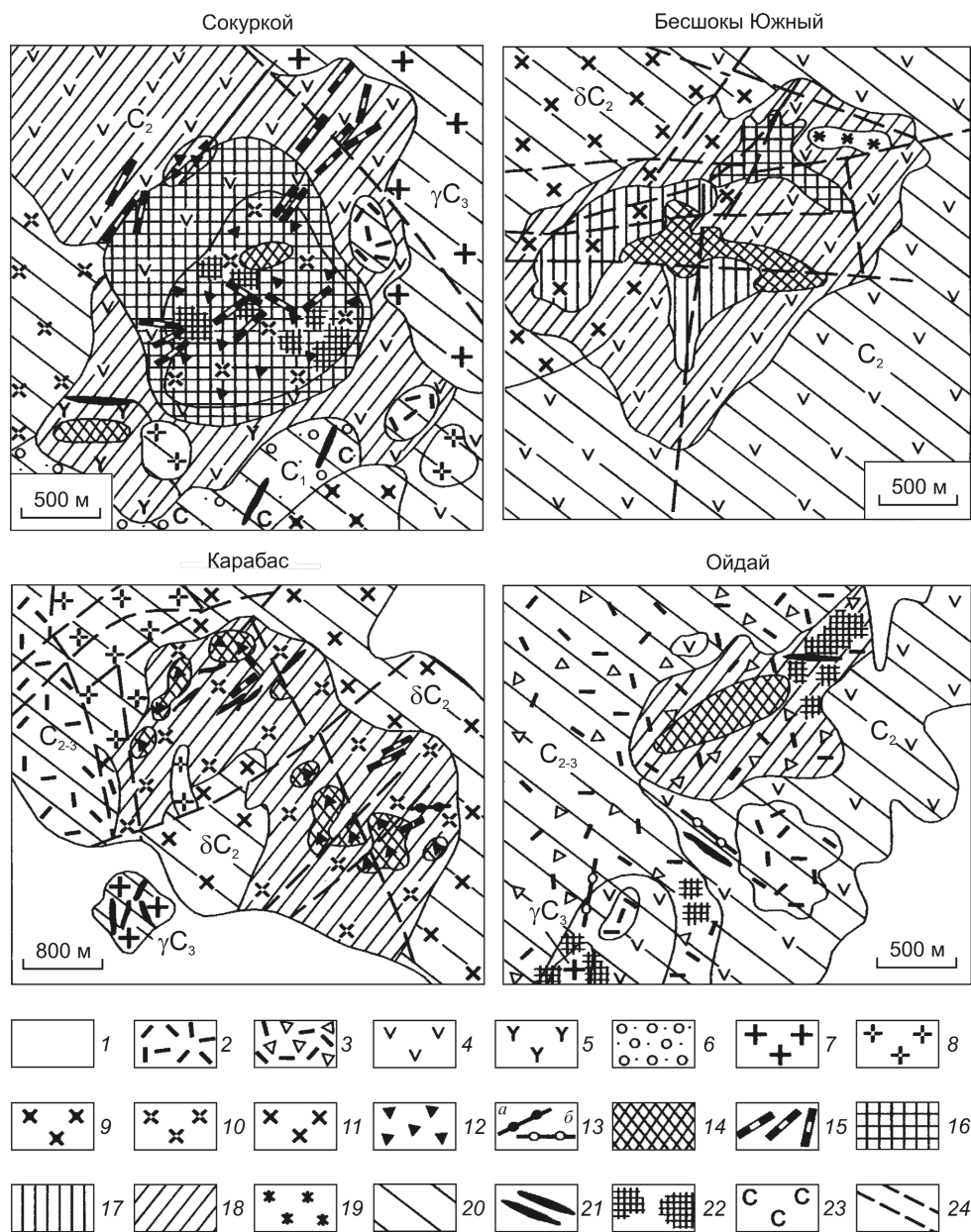


Рис. 2. Схемы геологического строения массивов вторичных кварцитов с золотой и медной специализацией в Северном Прибалхашье, по материалам Л.К.Алексеевой, А.М.Смирнова:

1 — четвертичные отложения; вулканыты керегетасской свиты, C_{2-3} ; 2 — риолитовые порфиры, их туфы и лавы, 3 — туфы риолито-дацитов; 4 — андезитовые порфиры и их туфы калмакэмельской свиты, C_2 ; 5 — андезито-дациты, дациты и их туфы каркаралинской свиты, C_1 ; 6 — конгломераты, гравелиты, песчаники, C_1 ; интрузивные породы: 7 — граниты, микрограниты, гранофиры калдырминского комплекса, C_3 , 8 — микрогранит-порфиры, кварцевые порфиры, риолитовые порфиры, C_{2-3} , 9 — сиенит-порфиры, 10 — гранодиорит-порфиры, C_{2-3} , 11 — диориты, гранодиориты топарского комплекса, C_2 ; 12 — эксплозивные брекчи; 13 — дайки диабазовых порфиритов (а), фельзитов и фельзит-порфиритов (б); фации массивов вторичных кварцитов: 14 — монокварцитовая площадная, 15 — монокварцитовая жильная, 16 — алунитовая, 17 — андалузитовая и диаспоровая, 18 — каолинитовая, каолинит-серицитовая и серицитовая, 19 — ярозитовая, 20 — пропилитовая; 21 — кварцевые жилы; 22 — кварцевые, кварц-сульфидные штокверки; 23 — скарнирование; 24 — разломы

гах и вулканоплутонических поясах (ВПП); эксплозивные рудоносные брекчи в ВПП и наложенных вулканотектонических структурах.

Линейные зоны эпитермальных руд в островных дугах и вулканоплутонических поясах. Данная группа БМЗ приурочена к рудоконтролиру-

ющим элементам линейно-полосовой морфологии: крутопадающим разломам, зонам милонитов, пластинообразным телам гидротермалитов, контактам пород с различными физико-механическими свойствами. Длина таких зон до 1–3 км, мощность десятки, иногда сотни метров, размах до 1 км и более. Примеры месторождений — Лепанто на Филиппинах, Ащи (Ахи) в Северо-Западном Китае, Ашиктас в Центрально-Казахстанском девонском ВПП [7, 10, 12, 13].

Близповерхностное энаргит-золотое месторождение Лепанто приурочено к неогеновым дацитам, представлено пологозалегающей минерализованной залежью гидротермалитов длиной 3 км и мощностью до первых сотен метров, контролируемой разломом Лепанто юго-восточного направления (рис. 1). На месторождении присутствуют ассоциация массивных и пористых кремнистых пород (монокварциты внутренней зоны), гипогенная продвинутая аргиллизация, алунит, пирофиллит, сульфосоли Cu (энаргит, люционит), селениды, теллуриды, оловосодержащие минералы. Близповерхностные руды обрамлены пропилитами и пропилизированными породами. По данным гомогенизации газовой-жидких включений объект сформировался при температурах 280–160°C. Важно подчеркнуть тесную пространственную и временную ассоциацию малоглубинных Au-Cu руд Лепанто с мезотермальным Au-Cu-порфировым оруденением [12]. Линейная залежь Лепанто перекрывает глубже расположенное порфировое тело FSE (Far-Southeast), прослеженное по вертикали >1000 м. Метасоматиты и руды FSE концентрически распределены относительно интрузива меланократовых диоритовых порфиритов. Внутреннее K-Si метасоматическое ядро (биотит, кварц) вверх по разрезу и на флангах сменяется иллит-хлоритовыми гидротермалитами и поздними кварц-иллит-сульфидными и ангидритовыми жилами. В зоне перехода от FSE к Лепанто развиты аргиллизиты (каолинит, пирофиллит, алунит, диаспор). Брекчиевая труба, рассекающая по вертикали месторождение FSE, в верхней части содержит руды близповерхностного типа, в нижней — порфировые. Генетическое родство, синхронность формирования, близкий вещественный состав Лепанто и FSE обоснованы минералого-геохимическими и изотопно-геохимическими исследованиями [12]. Суммарные запасы Au >550 т, Cu >3,6 млн. т.

Территория Северного Прибалхашья в Казахстане высокоперспективна на выявление подобных Au-Cu месторождений. В разнообразных породах Прибалхашско-Илийского ВПП широко развиты массивы вторичных кварцитов с золотой, медной,

полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализацией, многие из которых формировались по модели Лепанто-FSE — в результате смешения ювенильных термальных рассолов с грунтовыми водами и последующего взаимодействия новообразованного раствора с породами субстрата. Диагностический признак вторичных кварцитов — объемно-концентрическая зональность, представленная сменой минеральных фаций (от периферии к центру и снизу вверх): пропилитовая – серицитовая – каолинитовая – алунитовая – монокварцитовая (рис. 2). Нередко отмечается телескопирование фаций (серицит-каолинитовая, серицит-алунитовая, каолинит-алунитовая). В состав массивов часто входят пирит, андалузит, диаспор, ярозит, дюмортьерит, зунит, пирофиллит и другие минералы. Описание состава, структурной позиции, зональности и продуктивности вторичных кварцитов Северного Прибалхашья приведено в работе [8].

Крупное *близповерхностное месторождение золота Ащи* находится в автономном районе Синьцзян (Китай) в 100 км на восток от государственной границы Казахстан – Китай. Оно располагается в Туласуской терригенно-вулканогенной впадине каменноугольного возраста [13]. Вулканический аппарат центрального типа Ащи, разбитый кольцевыми и радиальными трещинами, сложен андезитами, дацитами, лавобрекчиями, агломератами, туфами, субвулканическими телами и дайками среднего и кислого составов. Метасоматическая зональность рудных зон (от периферии к центру): пропилиты и пропилизированные породы – кварц-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты – околорудные интенсивно окварцованные породы – рудная зона окварцевания и сульфидизации. Главное рудное тело субмеридионального направления (94% запасов Au), локализованное в нижнекаменноугольных лавобрекчиях, контролируется западным бортом кольцевой структуры. Оно фиксируется гамма-спектрометрической аномалией (K и U+K+Th+Na каналы) (рис. 3). Длина рудного тела >1 км, мощность 11–15 м (в раздувах до 25–35 м), вертикальный размах 450 м, падение на восток под углами 55–85°. Рудные минералы — самородные Au и Ag, электрум, пирит, марказит, магнетит, гематит, пирротин, арсенопирит, борнит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, пираргирит. В зоне окисления присутствуют лимонит, ярозит, пиролюзит, церуссит, малахит, кераргирит. Нерудные минералы — кварц, халцедон, монтмориллонит, каолинит, иллит, серицит, адуляр, барит, карбонаты, хлорит. Руды жильно-прожилковые, прожилково-вкрапленные, вкрапленные, текстуры плотная, брекчиевидная, полосчатая, пятнистая, колломорф-

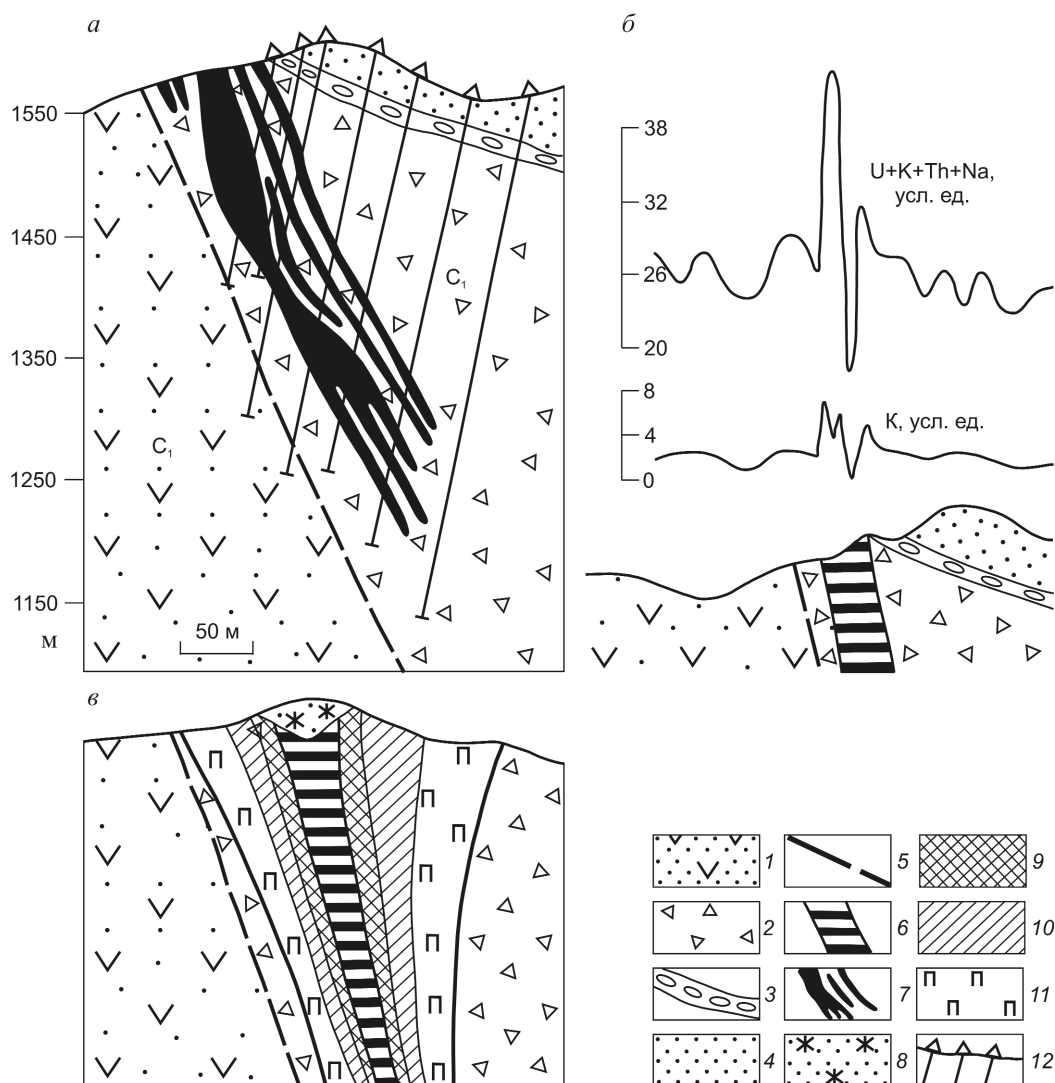


Рис. 3. Эпitherмальное золоторудное месторождение Ачи:

a — геологический разрез; *б* — геолого-геофизический разрез по данным гамма-спектрометрии (U+K+Th+Na и K каналы); *в* — модель метасоматической зональности, по [13]; нижнекаменноугольные отложения: 1 — андезиты, дациты, агломераты, туфы, 2 — лавобрекчии, 3 — конгломераты, 4 — песчаники; 5 — разломы; 6 — рудная зона; 7 — золоторудные тела; 8 — зона окисления; 9 — интенсивно окварцованные породы; 10 — аргиллизиты, кварц-серицитовые метасоматиты; 11 — пропилиты; 12 — скважины

ная. Среднее содержание Au 5,8 г/т. Возраст формирования месторождения по изотопно-геохимическим данным 324,4–338,2 млн. лет (ранний карбон, визе), температура образования руд по газово-жидким включениям в кварце 120–180°C.

Элементный состав руд — Au, Ag, Sb, Hg, Se, Bi, As, Pb, Zn, Cu, Mo, Ni, Co и др. С золотом тесно коррелируют Ag, Sb и Bi. Во фронтальной зоне сконцентрированы Hg, Sb и Se, в стволовой — Au, Ag, As и Bi, в тыловой — Pb, Zn, Cu, Ni, Co [13].

Золоторудное месторождение Ашиктас находится в Северной Бетпакале, в Сасырлыкском сег-

менте Центрально-Казахстанского девонского ВПП. Оно выявлено в начале 90-х годов прошлого столетия геологами АО «Степгеология» и ВСЕГЕИ.

Площадь месторождения сложена среднедевонскими вулканогенными (риолито-дациты, туфы кислого состава) и вулканогенно-терригенными (туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоалевроаргиллиты) отложениями, прорванными субвулканическими телами фельзит-порфиров. Рудная зона представлена линейным штокверком жильного, жильно-прожилкового и метасоматического окварцевания мощностью до 10–30 м и протяженностью

не менее 1,5 км. Основные рудоконтролирующие элементы — висячий бок зоны милонитизации с трещинами оперения восток–северо-восточного направления и плоскость контакта грубо- и мелко-обломочных литокристаллических туфов. Простираание штокверка широтное, падение крутое (75–80°) на север, северо-запад. Окварцевание неравномерное от единичных трещин до полного замещения исходной породы. Кварцу сопутствуют серицит, адуляр, альбит, хлорит, барит.

Руды убогосульфидные (сульфидов до 1–2%). Рудные минералы — самородное Au, пирит, арсенопирит, самородное Ag, сфалерит, галенит, аргентит, блеклая руда, акантит, теллуриды Au и Ag, штернбергит, халькопирит, халькозин, ковеллин, марказит, молибденит, шеелит, касситерит.

Распределение золота неравномерное, кустовое. Преобладает свободное высокопробное Au скорлуповато-натечной, пластинчатой, чешуйчатой, комковой, интерстициальной форм. Резко подчинены пылевидная и субмикроскопическая формы, связанные с пиритом, арсенопиритом и теллуридами. Средние содержания Au 1–4 г/т [10].

Рудоносная зона сопровождается эндогенными ореолами протяженностью до 1,5–2 км и шириной до 120–150 м (рис. 4). Наряду с индикаторами, традиционными для близповерхностных месторождений (Au, Ag, Pb, Ba, Sb, As и др.), в рудах и ореолах проявлена литофильная ассоциация (W, Mo, Be). Элементы подразделяются на высококонтрастные (Au, Ag), умеренно контрастные (Ba, As, Sb, Pb, W, Bi, Co) и слабоконтрастные (Zn, Be, Mo, Ni, Co). Осевая геохимическая зональность: Cu, Co, W, Au – Ni, Mo, Bi – As, Ag, Sb. Максимальные значения индекса Ag·Ba·Pb·Sb фиксируют висячий бок рудной зоны. Золото наиболее тесно связано с серебром.

Эксплозивные рудоносные брекчии (ЭРБ) — важнейший морфологический тип крупных золотых, Au-Ag и Au-Te месторождений: Крипл-Крик (США), Поргера (Папуа-Новая Гвинея), Кочбулак (Узбекистан), Роши-Монтана (Румыния), Эмперор (Фиджи) и др. формируются на высокопроницаемых участках (перегибы и сочленения разрывов, круто погружающиеся субвулканические штоки и дайки, жерла вулканов и т.д.), которые на значительной глубине предположительно связаны с рудными очагами [2–4, 9, 11]. Это продукты взрывных струйных процессов, которые предваряли рудный процесс или были синхронны рудообразованию. Эксплозивные рудоносные брекчии в некоторых случаях концентрируют десятки и сотни тонн Au.

Классическое *месторождение Крипл-Крик* в штате Колорадо, известное с середины XIX в., раз-

мещается в палеоген-неогеновой тектонической кальдере 6,5×3,2 км, наложенной на докембрийские граниты [2, 3, 11]. Кальдера выполнена конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфами, туфобрекчиями латит-фонолитового состава, прорванными взрывными трубками, дайками пород основного и щелочного составов, рудоносными кварцевыми жилами и прожилковыми зонами. Вертикальное тело фонолитовых брекчий *Крессонов раздув*, сформировавшееся в диапазоне 29–27 млн. лет, дало >500 т Au [2]. Сечение Крессонова раздува до 150×210 м, глубина отработки >600 м (рис. 5). Жильные компоненты — кварц и халцедон (60%), флюорит, доломит, анкерит (до 20%), адуляр, кальцит, целестин. Рудные минералы — самородное Au, теллуриды (калаверит, сильванит, креннерит, петцит, гессит), пирит, гематит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, антимонит, киноварь. Среднее содержание Au на месторождении 10–12 г/т, в рудоносных брекчиях до сотен грамм на 1 т.

На *золото-серебряном месторождении Поргера* (Au 300 т, Ag 800 т) ЭРБ контролируются пересечениями разноориентированных трещинных пучков и зон [3]. Интрузивно-субвулканическая система Поргера, образовавшаяся в интервале 7,45–1,44 млн. лет, сложена штоками, дайками, силлами диоритов, андезитов, полевошпатовых порфиров. Вмещающие породы — углеродистые и известковистые глинистые сланцы с подчиненной ролью черных граувакк и осадочных брекчий. Трубы ЭРБ развивались в интрузивах, на контактах субвулканических штоков и в осадочной толще. Это брекчии дробления, состоящие из угловатых, полуокатанных и округлых обломков вмещающих пород, сцементированных кварц-карбонат-сульфидным агрегатом. С ними связаны богатые штокверковые и прожилково-вкрапленные руды. В ЭРБ средние содержания Au 30–40 г/т, что в 5–10 раз выше рядовых концентраций. Крупная залежь Варувари имеет длину 600 м, ширину до 400 м, мощность (вертикальный диапазон) >500 м. Гидротермальные изменения пород — аргиллизация, серицитизация, карбонатизация, окварцевание. Самородное Au ассоциирует с пиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, арсенопиритом, теллуридами и сульфосолями серебра. По Дж.Ричардсу и Р.Рериху (1993), на месторождении выделяются: стадия вкрапленного золотоносного пирита с небольшим количеством Au в ассоциации с сульфидами цветных металлов; локальная стадия богатых выделений свободного Au и Au-Ag-теллуридов с роскоэлитом, пиритом, баритом в брекчиях и полосчатом жильном кварце. Месторождение Поргера формировалось в два этапа.

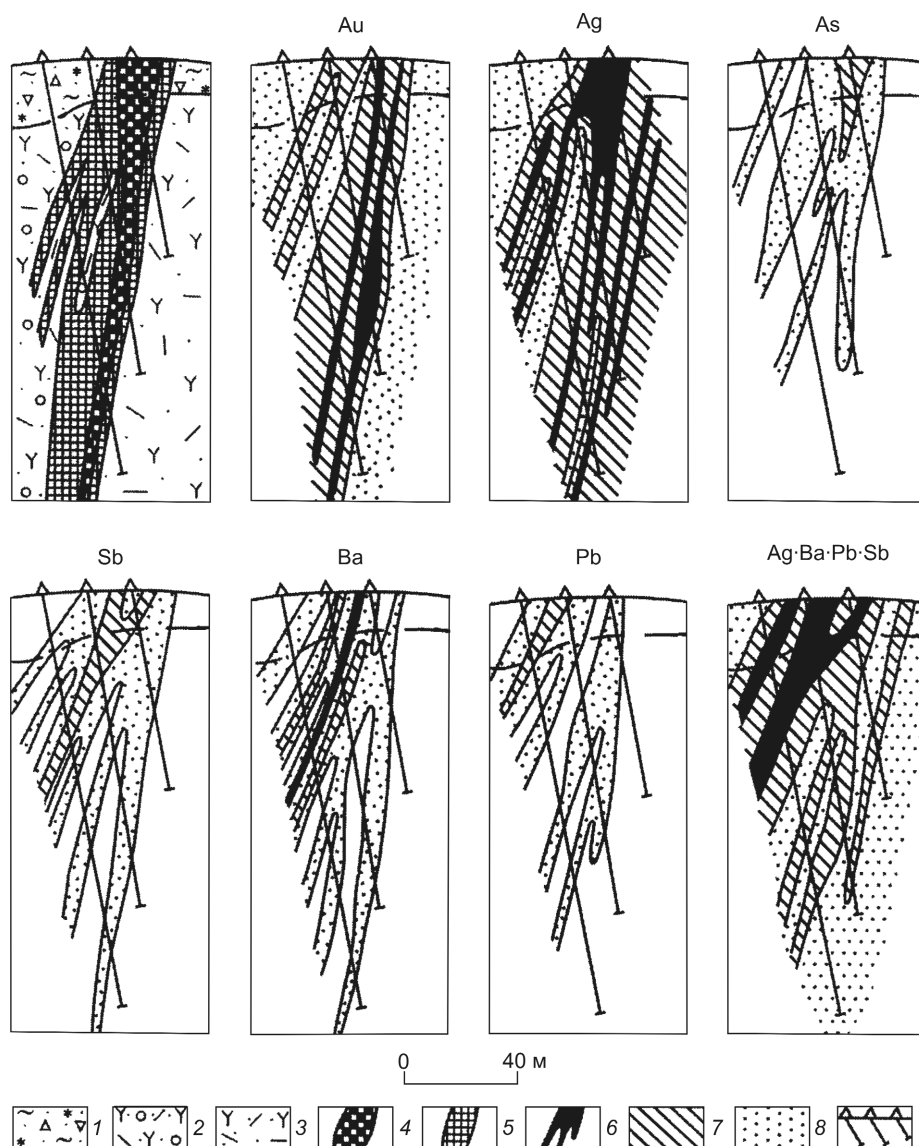


Рис. 4. Распределение эндогенных ореолов Au, Ag, As, Sb, Ba, Pb и геохимического показателя Ag-Ba-Pb-Sb в геологическом разрезе месторождения Ашиктаг:

1 — кора выветривания; пропилитизированные туфы риолито-дацитов: 2 — грубозернистые, 3 — тонкозернистые; золотоносные фации вторичных кварцитов: 4 — монокварцитовая, 5 — кварц-серицитовая; концентрации элементов: 6 — Au 5,0 г/т и более, Ag 10–30 г/т, Ba 1,0–3,0%, 7 — Au 1,0–4,9 г/т, Ag 5,0–9,9 г/т, As 0,03–0,1%, Sb 0,006–0,02%, Ba 0,3–0,9%, Pb 0,01–0,03%, 8 — Au 0,1–0,9 г/т, Ag 1,0–4,9 г/т, As 0,01–0,025%, Sb 0,0025–0,005%, Ba 0,1–0,25%, Pb 0,003–0,009%; значения геохимического индекса Ag-Ba-Pb-Sb, усл. ед.: 6 — >100, 7 — 10–100, 8 — <10; 9 — скважины

Первоначально оно развивалось по медно-порфировой модели, при которой ранняя ассоциация пирита и Au продуцировалась магматогенными флюидами. Дальнейшая активизация разрывных структур и вскрытие ими остаточных глубинных очагов способствовали перемещению флюидов в верхние слои земной коры, их взаимодействию с метеорными водами, эксплозивным явлениям и образованию руд жильно-штокверкового и вкрапленного типов [3].

Месторождение золота Кочбулак находится в Бельтау-Кураминском ВПП в одноименной кальдере 8,5×6,5 км, ограниченной системами дуговых разломов, субвулканических и экструзивных тел, даек диабазовых порфиров. Слагающие кальдеру среднекаменноугольные вулканогенно-терригенные отложения (андезиты, дациты, трахиандезиты, трахиандезито-дациты, туфы, вулканомиктовые песчаники, гравелиты) имеют центриклинальное падение. Метасоматиты подразделяются на до-

рудные пропилиты и вторичные кварциты, рудосопровождающие кварц-серицит-карбонатные породы и аргиллизиты, пострудные карбонат-хлоритовые изменения [9]. Выделяются три морфогенетические разновидности рудных тел: линзы и пластовые залежи в пологих субсогласных трещинах отрыва; секущие крутонаклонные жильные тела в трещинах скола и отрыва; трубо- и древообразные крутопадающие ЭРБ.

Месторождение Кочбулак — эталон ЭРБ в Центрально-Азиатском регионе. В малых по размеру брекчиевых телах сконцентрировано 40% запасов Au.

Эксплозивно-брекчиевые тела в сечении имеют изометричную, овальную или неправильную формы. Диаметр ЭРБ от первых метров до 40 м, редко в раздувах до 120–150 м (рудное тело 238), глубина распространения >400 м (см. рис. 5). Им свойственны кустовое размещение, рвущие контакты, брекчирование, рудные столбы нескольких порядков. Они сложены полимиктовой брекчией, сцементированной глиноподобным материалом и скрепленной каркасом кварцевых жил и прожилков. Трубки взрыва содержат кварц, серицит, мусковит, андалузит, галлузит, диаспор, каолинит, монтмориллонит. Обломки брекчии несут признаки коррозии и инкрустации с образованием кокардовых и полосатых структур. Богатые ЭРБ (Au до 1,5 кг/т, средние концентрации Au 46 г/т, Ag 200 г/т) приурочены к участкам кварцевых столбов и «струй». Рудные минералы (от первых процентов до 15–20%) — самородное Au, сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, теллуриды, сульфосоли, оксиды. В брекчиях преобладают пирит, теннантит, тетраэдрит. На верхних горизонтах отмечаются голдфилдит и фаматинит. Теллуриды — алтаит и гессит, подчинены калаверит, сильванит и петцит, редки колорадоит, мелонит, риккардит, фробергит, штютцит, эмпрессит. Самородное Au образует сростания с кварцем, блеклыми рудами, сульфидами и теллуридами. Основная масса Au (90–95%) представлена самородной формой, менее 10% — теллуридами. Размер выделений самородного Au 0,01–0,2 мм, редко до 1–2 мм и крупнее, формы комковидная, губчатая, пластинчатая, ксеноморфная, глобулярная. Пробность Au от 380 до 995%. Высокой пробой обладает Au ранних генераций, более низкопробное Au ассоциирует с блеклой рудой, халькопиритом, гесситом.

Близповерхностные месторождения золота Казахстана также образуют тесные пространственно-временные соотношения с eksploзивными брекчиями. Эксплозивные рудоносные брекчии известны в Центрально-Казахстанском девонском и При-

балхашско-Илийском позднепалеозойском ВПП, где с различной детальностью изучались А.Б.Диаровым, Н.А.Фогельман, В.А.Оправхатом, В.А.Нарсеевым, Н.Г.Калиниченко и др. По возрасту формирования они подразделяются на девонские, каменноугольные и пермотриасовые.

Эксплозивные рудоносные брекчии девонского возраста развиты в широтном сегменте девонского вулканоплутонического пояса на золото-кварц-турмалин-сульфидных месторождениях Уштаган, Шешенкара, Железная и Кварцитовая Горки, Арлан (Майкаин-Баянаульский и Сарысу-Тенгизский рудные районы) [6]. В плане такие образования обычно имеют округлую форму, в разрезе — трубчатую, столбовую. Вмещающие породы — ниже-, средне- и верхнедевонские покровы андезитов и риолитов, прорванные субвулканическими и гипабиссальными малыми интрузивами и дайками пестрого состава, жерлами вулканов, eksploзивными телами. Вулканогенные и интрузивные образования, трубки взрыва подвержены пропилитизации, окварцеванию, баритизации, серицитизации, аргиллизации, турмалинизации, сульфидизации. Метасоматиты содержат хлорит, эпидот, карбонаты, халцедон, алунит, каолинит, диксит. Типоморфные рудные минералы (до 15–20%) — самородное Au, пирит, арсенопирит, висмутин, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, блеклые руды, энаргит, буланжерит. Рудные тела — изометричные или линейные штокверки, прожилково-вкрапленные зоны, системы кварц-сульфидных жил.

Типовое месторождение *Уштаган* сложено среднедевонской вулканоплутонической ассоциацией пород: кварцевыми риолитами и их туфами, субвулканическими телами кварцевых плагиогранит-порфиров. Эксплозивные рудоносные брекчии представляет собой раздробленное магматическое тело плагиопорфиров, имеющее в плане треугольную форму с длиной стороны 1,2 км, склоняющееся на северо-восток (75–80°). Эксплозивный аппарат осложнен зоной дробления северо-западного направления. Богатое оруденение Уштагана — это штокверк сульфидных, кварц-сульфидных и кварц-турмалин-сульфидных жил и прожилков в окварцованной, серицитизированной и турмалинизированной основе. Золото тонкодисперсное и мелкое, связанное с поздними сульфидами и кварцем (золото-пиритовая, золото-кварц-полиметаллическая, золото-халцедоновая ассоциации). Формы золотинок — неправильная, округлая, пластинчатая, проволочковая, каплевидная [6].

Подобные взрывные сооружения отмечаются в южной части девонского ВПП, на территории Мы-

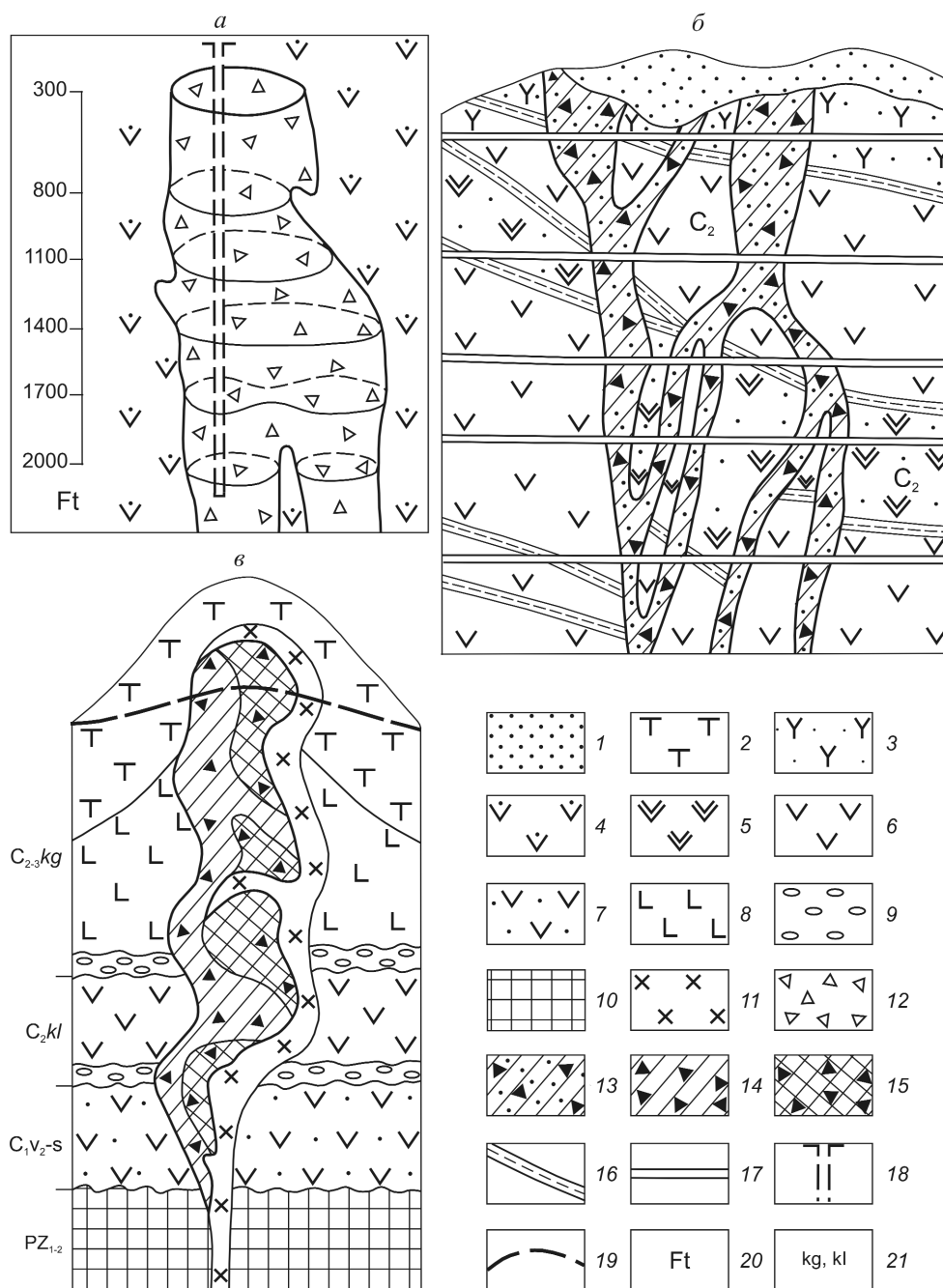


Рис. 5. Эксплозивные золотонесущие брекчи месторождений Крипл-Крик в Северной Америке (а), Кочбулак в Узбекистане (б), Тасгора в Казахстане (в), по материалам В.Линдгрена [2,10], Г.Е.Завьялова [9], А.Б.Диарова [1]:

1 — рыхлые мезокайнозойские отложения; вулканогенно-терригенные отложения: 2 — «трахириолитовая покрывка», 3 — трахидациты, 4 — вулканогенно-терригенная латит-фонолитовая формация, 5 — трахиандезиты, 6 — андезиты, дациты, андезито-дацитовые порфириты, 7 — туфы андезитов, андезито-дацитов, туфопесчаники, 8 — базальтовые, андезито-базальтовые порфириты, 9 — базальные конгломераты; 10 — дислоцированный ранне-среднепалеозойский фундамент; 11 — дайки кварцевых диоритовых порфиритов; 12 — золотонесущая брекчия Крессонов раздвиг на Крипл-Крик; 13 — золотонесущие брекчиевые тела месторождения Кочбулак; брекчи месторождения Тасгора: 14 — с рядовыми и бедными рудами, 15 — с богатыми рудами; 16 — пологозалегающие рудные зоны Кочбулака; 17 — штольневые горизонты; 18 — шахта; 19 — линия современного эрозионного среза; 20 — футы; 21 — свиты (kl — калмакэмельская, kg — кергетасская)

наралской вулканотектонической депрессии. Здесь, в центре *вулкана Актюбе*, располагаются брекчированные девонские экструзивы кварцевых и фельзитовых порфиров, рвущие горизонтально залегающие туфы кислого состава. Гидротермальные изменения пород — карбонатизация, серицитизация, окварцевание, баритизация. Ранняя золото-кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация проявлена в неках и прижерловых туфах. Светло-серый друзовидный, шестоватый, часто халцедоновидный кварц (10–12%) цементирует минерализованные обломки брекчии, а также образует ветвящиеся жилки. Кубический и пентагондодекаэдрический пирит (5–10%) содержит включения самородного золота и арсенопирита. Мелкие кристаллы арсенопирита имеют игольчатую и шестоватую формы. Размер выделений самородного золота в кварце 0,05–0,15 мм.

Поздняя золото-серебро-сульфосольно-полиметаллическая ассоциация (барит, карбонат, кварц, самородное золото, пирит, полиметаллические сульфиды, сульфoантимониты, киноварь), наложенная на раннюю, формирует золото-сереброносные штокверки. Пылевидное и пластинчатое золото пробностью 675–761‰ локализуется в жилках кварца. Отношение Au/Ag до 1:200.

Эксплозивные рудоносные брекчии каменноугольного возраста Северного Прибалхашья длительное время изучались А.Б.Диаровым [1]. Эксплозивные постройки Таскоринского рудного района тесно сопряжены с Даулетской, Калмакэмельской, Тассуйской и Музбельской тектономагматическими структурами, причлененными с востока к Центрально-Казахстанскому глубинному разлому. Развитые здесь Таскоринское, Музбельское, Алтынтасское, Кургантасское, Кызылтасское, Сарытасское, Тузское, Шарыкское и другие eksploзивные сооружения имеют сходство по ряду признаков: многоэтапность формирования, тесная связь с позднекергетасским дифференцированным магматизмом (C_3), приуроченность к разломам и экранирующим структурам, отчетливое выражение в полях силы тяжести, телескопированность минеральных ассоциаций, единая золото-адуляр-кварцевая геолого-промышленная специализация.

Таскоринское рудно-эксплозивное сооружение находится в центральной части одноименного района, в северо-восточном борту Даулетбайской тектономагматической структуры, на сочленении северо-западных и широтных разломов второго порядка. Это куполовидное поднятие, сложенное вулканитами калмакэмельской и кергетасской свит (лавы, туфы, субвулканические тела андезито-да-

цитов, андезито-базальтов, туфы, туфобрекчии трахириолитов). Завершающая разрез «трахириолитовая покрывка» играла роль литологического барьера и структурного экрана по отношению к рудоносным eksploзиям (см. рис. 5).

Эксплозивные брекчии — основной промышленный тип золота — рассредоточены вдоль Байгоринской тектонической зоны субширотного простирания протяженностью 4 км. Выделяются Западный, Центральный и Восточный eksploзивные аппараты размерами в плане соответственно 500×400, 50×50 и >1000×600 м. Восточный аппарат, совпадающий с Таскоринским эпитеpмальным месторождением, располагается в южной части кольцевой субвулканической интрузии риолито-дацитов. Продуктивная стволовая зона аппарата (центр месторождения) заужена к западу и на глубину. На востоке рудоносный клин ограничен разломом северо-западного простирания, на севере и юге — субширотными разрывами Байгоринской зоны.

Выделяются четыре этапа eksploзивного брекчирования. Дорудные брекчии первого этапа развиты по периферии Восточного аппарата. Состав округлых обломков (первые сантиметры) — окварцованные и серицитизированные дацитовые порфириты, реже основные эффузивы. Пелитоморфная связующая масса замещена хлорит-серицит-кварцевым агрегатом.

Брекчии второго (рудного) этапа — малоглубинные гидротермально-флюидно-эксплозивные образования с высокой перемешанностью пород различного состава, интенсивным метасоматозом (окварцевание, серицитизация, адуляризация), глубокой пропиткой рудным веществом (самородное золото, пирит, халькопирит, молибденит, арсенопирит, сфалерит, галенит, алтаит, теллуpовисмутит). Обломки от остроугольных до округлых, размер их до нескольких метров, цемент адуляр-кварцевый (кварца до 90–95%). Характерны полосчатость, колломорфные текстуры, микро-криптозернистые структуры. Самородное золото чаще мелкое, пробность его снижается от ранних генераций к заключительным (от 930 до 620‰).

Поздние брекчии — образования третьего и четвертого этапов — локально накладываются на предшествующие eksploзии. Обломки сложены ранними брекчиями, цемент туффизитовый, железисто-кремнистый.

Рудные eksploзии пермотриасового возраста отмечаются на *золото-серебро-адуляр-кварцевом месторождении Архарлы*, находящемся в Джунгарском сегменте Прибалхашско-Илийского ВПП [5]. Площадь сложена туфогенно-осадочными и эффузивно-пирокластическими образованиями анде-

зито-базальтового и трахиандезито-базальтового составов, субвулканическими телами диоритов и диоритовых порфиров, некками трахириолитов. На месторождении известно 200 кварцевых жил, сопровождаемых зонами пропилитизации, серицитизации, пиритизации, окварцевания и адуляризации. Нерудные минералы — кварц (50–90%), адуляр (до 25%), аметист и халцедон (до 30–35%), серицит, карбонаты и барит (до 5–10%). Рудные минералы (до 2%) — самородное золото, электрум, аргентит, пираргирит, кюстелит, пирит, полиметаллические сульфиды, фрейбергит, тетрадимит, киноварь. Среднее содержание Au 8,8 г/т (в бонанцах до 1200 г/т), Ag 158 г/т (максимально 12 кг/т). Самородное золото наблюдается в кварце в виде зерен, вкраплений, прожилок пробностью 630–750%. Отношение Au/Ag от 1:10 до 1:50.

Эксплозивные брекчии Архарлы подразделяются на дорудные, рудные и пострудные. Дорудные брекчии (с карбонатом, кварцем, адуляром) отмечаются в изометричных телах андезитов. Синрудные брекчии развивались стадийно. Первоначально сформировались жильные системы, в которых обломки пропилитизированных андезитов и туфов сцементированы слабозолотоносным кварцем. Более поздние струйчатые тела брекчированных вулканитов с рядовыми содержаниями Au пронизаны адуляр-кварцевым агрегатом. Богатые руды заключительной стадии локализованы в мелких трубках, в которых обломки предшествующих брекчий связаны кварц-полисульфидной массой. Пострудные брекчии (линзы, неправильные тела) характеризуются барит-кварц-карбонатным цементом.

Таким образом, недра Казахстана обладают высоким потенциалом на обнаружение широкого спектра нетрадиционных БМЗ (типы Лепанто, Ащи, Кочбулак, Поргера и др.).

Металлогеническая особенность БМЗ — парагенезис и «геохимическое родство» с золото-медно-молибден-порфиоровыми, серебро-свинцово-цинковыми, сурьмяно-ртутными и иными мало-глубинными объектами. Тесные сочетания БМЗ с рудными формациями других металлов характерны для вулканоплутонических поясов длительного развития. В островных дугах, тыловых рифтах и наложенных впадинах оруденение имеет золото-серебро-полиметаллическую специализацию (с Ba, Sb, As, Hg, U). Эпитермальные объекты, локализованные в блоках докембрия повышенной сиаличности, дополнительно обогащены W, Bi, Sn. Индикаторами многих БМЗ являются Se и Te. Изменчивость состава близповерхностных руд и телескопированность ассоциаций подлежат обязательному учету при металлогеническом райониро-

вании территорий, разбравке геохимических аномалий.

Одна из первоочередных задач металлогении БМЗ — создание современного пакета моделей рудообразующих систем с выходом на новые способы оценки масштабности месторождений. Пакет должен включать модели: абстрактные геолого-генетические, зарубежных эталонов и частные, адаптированные к условиям Казахстана. Особого внимания заслуживают гидротермальные изменения пород — «чуткий» индикатор механизма образования руд, показатель типа промышленной минерализации. Систематика и всестороннее изучение метасоматитов — база для объемного анализа БМЗ, выявления связей между различными группами месторождений. Эволюционные ряды метасоматитов (монокварциты, аргиллизиты, кварц-адуляровые породы, серицитолиты, филлизиты, турмалиниты и т.д.) отражают последовательность, длительность и продуктивность эпитермального процесса. Крупным месторождениям присущи закономерные соотношения и структурированность гидротермалитов, значительная вертикальная протяженность метасоматической колонны (до 1–1,5 км), и это во многом определяет выбор приоритетных критериев.

Актуальная задача — реанимация потенциала массивов вторичных кварцитов как нового (точнее, давно забытого) источника Au и сопутствующих элементов. Среди вторичных кварцитов особый интерес представляют массивы с комбинациями близповерхностного и порфирирового типов оруденения. В Северном Прибалхашье выделено около 30 таких тел (Каргалинская, Кызылтасская, Бестобинская, Уштобе-Науразбайская и другие вулканоструктуры) [8]. Особая статья — переоценка на золото вторичных кварцитов с полиметаллической, ртутной, сурьмяно-ртутной и мышьяковой минерализацией (Кызылкайнар, Наурызбай, Итауз и др.).

Самостоятельное направление — совершенствование технологии картирования и оценки эксплозивных брекчий. Важно развить существующий задел в данной области (П.Ф.Иванкин, А.Б.Дияров, Н.А.Фогельман, В.А.Нарсеев, Л.К.Алексеева и др.), глубоко проанализировать материалы по отдельным ВПП, вулканоструктурам и вулканическим аппаратам, сформировать передовую классификацию взрывных брекчий (позиция в геофизических и геохимических полях, структурная обстановка, морфология, параметры, вещественный состав, зональность, продуктивность и т.д.). Необходимо возобновить геологоразведочные работы на недостаточно изученных полях и месторождениях. Ревизии должны быть подвергнуты девонские трубки

взрыва в Майкаин-Баянаульском, Сарысу-Тенгизском, Мынаралском и других районах Центрального и Южного Казахстана. Потенциал Таскоринского района с рудами каменноугольного возраста будет значительно усилен при оценке уже известных ЭРБ, а также в результате выявления «скрытых» эксплозий в опущенных тектонических блоках [1]. Открытия крупнообъемных руд ожидаются в брекчиевых адулярсодержащих сооружениях пермотриасового возраста в Южной Джунгарии.

Нетривиальное решение — перевод определенной части жильных БМЗ с выработанным или ограниченным ресурсом (они пока преобладают в Казахстане) в крупные штокверки и минерализованные зоны с низкими и предельно низкими концентрациями металла. Благодаря новым технологиям переработки минерального сырья востребованность и экономическая целесообразность освоения такого рода объектов растут с каждым годом. Мало-затратными крупнообъемными объектами могут стать минерализованные субвулканические тела, трубки взрыва, системы сблизенных кварцевых жил и даек, совмещения метасоматических фаций, массивы вторичных кварцитов и т.д. Перепрофилирование мелких месторождений в разряд средних и, возможно, крупных — это глубокий анализ фондовых и архивных материалов, тщательное изучение объектов в полевых условиях, геологоразведочные работы, новые технологические и геолого-экономические обоснования. Такие исследования рекомендуются провести в Северо-Бетпақдалинском, Таскоринском, Джунгарском, Мынаралском, Жельдыкара-Далабайском и других районах.

Геологической службе Казахстана необходима действующая комплексная программа научно-исследовательских и геологоразведочных работ «Нетрадиционные близповерхностные месторождения как альтернатива существующей минерально-сырьевой базе золота» с обоснованием актуальных задач и путей их решения — от металлогенического анализа и прогнозной оценки недр до создания новейших технологий в поисковой геологии, разведке, экономике и переработке минерального сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Диаров А.Б.* Близповерхностное золотое оруденение Казахстана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — Алматы, 1997.
2. *Константинов М.М.* Золоторудные провинции мира. — М.: Научный мир, 2006.
3. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. — М.: Научный мир, 2000.
4. *Многофакторные* прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Под ред. М.М.Константинова, И.С.Розенблюм, М.З.Зинатуллина. — М.: ЦНИГРИ, 1992.
5. *Нарсеев В.А., Левин Г.Б.* Брекиевые образования золоторудных месторождений // Рудоносные брекии и их поисковое значение. Алма-Ата, 1977. С. 183–203.
6. *Оправхат В.А.* Золото-кварц-турмалин-сульфидное оруденение в краевом девонском вулканическом поясе Центрального Казахстана: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Алма-Ата, 1984.
7. *Рафаилович М.С.* Эпитермальные месторождения золота Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1997. № 5–6. С. 12–18.
8. *Рафаилович М.С.* Нетрадиционные месторождения золота Казахстана // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 25–35.
9. *Рудные месторождения Узбекистана* / Отв. ред. И.М.Голованов. — Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001.
10. *Сейтмуратова Э.Ю., Рафаилович М.С., Диаров А.Б.* Крупнообъемное вулканогенное золото-серебряное оруденение Казахстана // Главный геолог (материалы конференции, посвященной 80-летию Ш.Есенова). Алматы, 2007. С. 88–95.
11. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). — М., 1972.
12. *Hedenquist J.W., Arribas A.J., Reynolds T.J.* Evolution of an Intrusion-Centred Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au deposit, Philippines // Econ. Geol. 1998. Vol. 93. P. 373–404.
13. *Visiting Axi Gold Deposit Guide* // Urumqi Meeting for 2nd Stage of International Project of Central Eurasia Atlas. China Geological Survey. 2004.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.481

© С.И.Турченко, Е.П.Вострокнутов, Н.А.Брусничкина, 2009

ПРОГНОЗ РУДОПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА НА ОСНОВЕ СТРУКТУРНО-ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ И ПРИМЕНЕНИЯ ЭКСПЕРТНОЙ СИСТЕМЫ

**С.И.Турченко (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН),
Е.П.Вострокнутов, Н.А.Брусничкина (НИИ Космоаэрометодов Минприроды России)**

Показана возможность комплексного прогноза на основе структурного анализа космоматериалов, геолого-геофизических данных и компьютерной обработки таких материалов с применением экспертной системы «Генезис-2». Выделены перспективные участки для проведения детальных поисковых работ на никель и платиноиды в пределах Мончегорского рудного района на Кольском полуострове.

Рудоперспективные площади Мончегорского рудного района, локализация которых возможна с помощью методов искусственного интеллекта и обработки материалов дистанционного зондирования, характеризуются сульфидным Cu-Ni-Pt, Ti-Fe-V, малосульфидным Pt-Pd и Cr оруденением. Район приурочен к зоне сочленения Печенга-Имандра-Варзугской раннепротерозойской интракратонной палеорифтовой структуры с субмеридиональным глубинным разломом, интерпретируемым в качестве зоны трансформного разлома (рис. 1).

Процессы интракратонного рифтогенеза во многом были следствием глобальных тектонических причин, определяющих формирование и пространственное размещение рифтовых зон после кратонизации литосферы. Растяжение литосферы и ее раздвиг сопровождалось образованием линейных рифтовых структур разных стадий раскрытия в областях подъема мантийных диапиров [4]. Эти явления привели к проявлению в верхней коре рудоносного мантийного магматизма, локализованного вдоль зон глубинных разломов. Области рифтогенеза обладают также специфичным глубинным строением литосферы, характерным магматизмом и рудоносностью не только в главных зонах раскрытия рифтов, но и в пределах их плечевых частей, участках развития трансформных (поперечных) и диагональных разломов. Именно такие области контролируют размещение рудных место-

рождений, в том числе и крупных, поскольку их формирование связано с длительно развивающимися рудогенерирующими системами.

Мончегорский рудный район, располагаясь в зоне сочленения главных структурных элементов палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга, находится на стыке двух архейских кратонических блоков Балтийского щита — Беломорского и Центрально-Кольского. Беломорский блок, представляющий западную и юго-западную части района, сложен тоналитовыми гнейсо-гранитами, амфиболитами и продуктами их мигматизации, смятыми в сложноскладчатые сооружения. Эти породы прорваны позднеархейскими и раннепротерозойскими телами гранитоидов, а также метаморфизованных габбро-норитов, широко распространенных в районе г. Няктундра. В пределах архейского Центрально-Кольского блока, занимающего северо-восточную часть площади, выделяются олигоклазовые гнейсо-граниты и диорито-гнейсы (2,8 млрд. лет), слагающие куполовидные структуры, биотит-амфиболовые, силлиманит-гранатовые гнейсы и железистые кварциты, к которым приурочены железорудные месторождения Оленегорской группы. Южную часть площади занимают биотитовые гнейсы, амфиболиты и метавулканогенные сланцы позднеархейского (2,7 млрд. лет) зеленокаменного пояса (рис. 2).

Палеорифтовая Печенга-Имандра-Варзугская структура в пределах рудного района представлена

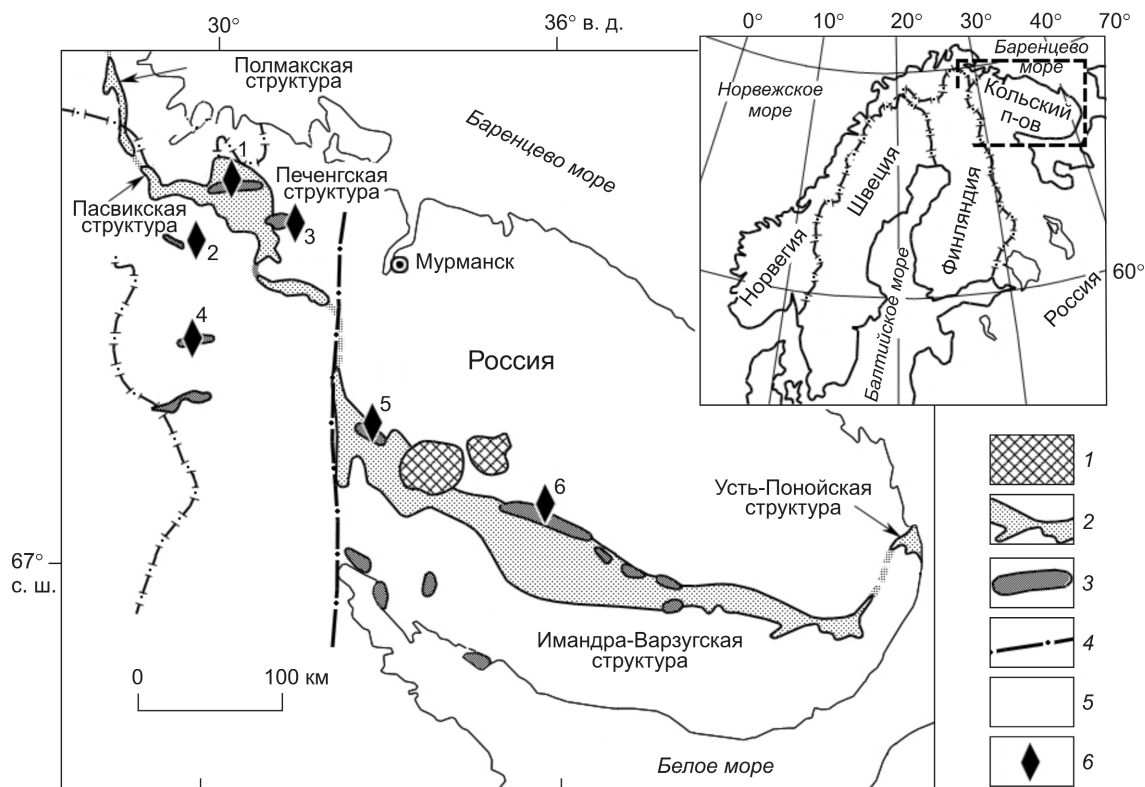


Рис. 1. Схема сочленения палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга с глубинным (трансформным) разломом:

1 — палеозойские щелочные интрузии (Хибинский и Ловозерский плутоны); 2 — раннепротерозойский палеорифт Печенга-Имандра-Варзуга; 3 — раннепротерозойские мафит-ультрамафитовые интрузии; 4 — глубинный (трансформный) разлом; 5 — область архейской коры; 6 — рудоносные (Ni, Cu, Pt-Pd, Cr, Ti) площади или рудные районы (1 — Печенгская, 2 — Аллареченская, 3 — района горы Генеральская, 4 — Южно-Нотозерская (Серпентиновый пояс), 5 — Мончегорская, 6 — Федорово-Панская)

лишь западным центриклинальным замыканием Имандра-Варзугской части этой структуры. В ее строении участвуют три толщи метаморфизованных вулканитов основного и среднего составов (базальты, андезиты и диабазы), разделенные пластами метатифогенных и метаосадочных (кварциты и полимиктовые песчаники) пород общей мощностью 2500–3000 м. Толщи относятся к кукшинской и сейдореченской свитам стрельнинской серии сумийского надгоризонта нижнепротерозойского комплекса Кольского полуострова. Палеорифтовая структура подчеркивается не только распространением вулканогенно-осадочных пород (таблица, факт 12), но и сгущением в этой области разрывных нарушений субширотного простирания, совпадающих по направлению со структурными элементами толщ. При анализе дистанционных материалов и их цифровой обработке для создания прогнозной модели рудоперспективных площадей рудного района субширотные разрывные нарушения совместно с вулканогенно-осадочными поро-

дами составляют зону палеорифта (факт 9). Наряду с этим, в состав вещественных комплексов западной части Имандра-Варзугского палеорифта, вошедших в качестве прогнозных признаков или фактов в базу знаний прогнозной модели, включены мафитовые интрузии Имандровского плутона (факт 13).

Наиболее крупные массивы мафитовых интрузий — Северный и горы Девичьи Тундры. Первый залегает среди нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных пород палеорифта Имандра-Варзуга, второй прорывает породы позднеархейского зеленокаменного пояса. Изотопный U-Pb возраст по циркону пород Имандровского плутона 2446–2434 млн. лет [1]. Интрузивные массивы сложены в основном габбро-норитами, но иногда выделяется нижняя расслоенная зона, в которой переслаиваются плагиоклазовые бронзититы, нориты, габбро-нориты и хромититы. Хромититы образуют четыре пласта мощностью от 0,1 до 1,7 м, сложенные густовкрапленными рудами, в ассоциации с которы-

Модель Монча05

Гипотезы	
1	Прогнозное заключение по Мончегорскому рудному району
2	Прогнозные признаки, характерные для зоны трансформного разлома
3	Физические поля вещественных комплексов зоны трансформного разлома
4	Прогнозные признаки, характерные для палеорифта Имандра-Варзуга
Факты	
8	Перидотиты, пироксениты и габбро-нориты Мончегорского плутона
9	Зона палеорифта Имандра-Варзуга
10	Диагональные по отношению к рифту зоны высокой плотности линеементов
11	Субширотные зоны высокой плотности линеементов
12	Метабазальты, метаандезиты, метадиабазы, кварциты и метапесчаники палеорифта Имандра-Варзуга
13	Мафитовые интрузии Имандровского плутона
14	Зона трансформного разлома
15	Субмеридиональные зоны высокой плотности линеементов
16	Кольцевые структуры
17	Габбро и габбро-анортозиты плутона Чуна-Монче-Волчьих Тундр
18	Локальные аномалии магнитного поля
19	Локальные аномалии гравитационного поля
20	Региональные аномалии магнитного поля
21	Региональные аномалии гравитационного поля
22	Зоны глубинных разломов северо-восточного простирания
23	Зоны глубинных разломов северо-западного простирания

ми установлена платинометаллическая и ванадийсодержащая титаномagnetитовая минерализация, а содержание Cr_2O_3 достигает 17,8–24,2% при резком преобладании Al над Mg [8].

Граница между Беломорским и Центрально-Кольским архейскими блоками земной коры фиксируется в рудном районе мощной зоной разломов, надвигов с бластомилонитами и катаклазитами меридионального простирания, которое в южной части района сменяется на северо-западное (см. рис. 2). Разломы имеют региональное распространение, крутое падение на верхних и более пологое на нижних уровнях земной коры. Они четко отражаются в различных геофизических полях в виде гравитационных ступеней, зон разуплотнения и отличаются резко дифференцированным характером магнитного поля [7]. Зона разломов, занимающая практи-

чески всю территорию рудного района, рассматривается нами как зона трансформного разлома (см. таблицу, факт 14) меридионального направления, относящаяся к палеорифтовой системе Печенга-Имандра-Варзуга (см. рис. 1).

Обработка материалов дистанционного зондирования для выявления рудоперспективных площадей с помощью экспертной системы «Генезис-2» и методов искусственного интеллекта показала, что в состав изучаемой зоны трансформного разлома входят структурные элементы и вещественные комплексы. Важными частями структурных элементов трансформного разлома являются субмеридиональные зоны высокой плотности линеементов (см. таблицу, факт 15), зоны глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания (факты 22, 23), а также кольцевые и полукольцевые структуры (факт 16). Из вещественных комплексов максимальную площадь занимает интрузия габбро-норит-анортозитов Чуна-Монче-Волчьих Тундр (см. рис. 2), которая протягивается в субмеридиональном направлении на 80 км при ширине от 1–2 до 15–20 км и занимает общую площадь около 440 км² (факт 17). В настоящее время установлен раннепротерозойский возраст этого плутона (2448–2453 млн. лет) [1]. Субмеридиональный разлом делит интрузию на два блока — более протяженный Чуна-Волчье-Тундровский и менее крупный Мончетундровский, между которыми располагается депрессия, сложенная архейскими породами (см. рис. 2). По современным геофизическим данным и результатам измерений первичных элементов магматического течения и расслоенности [10] интрузия первоначально представляла собой дифференцированное лополитообразное тело на юге и дайкообразное на севере. Внутреннее строение интрузии нарушено разломами сбросо-сдвигового характера и пологими надвигами с падением в южных румбах.

В реконструированном общем вертикальном разрезе интрузии Чуна-Монче-Волчьих Тундр выделены три зоны, состав которых снизу вверх изменяется от габбро-норитов до анортозитов. Нижняя габбро-норитовая зона мощностью 500–600 м на флангах интрузии сложена габбро-норитами, в центральной части — ритмически чередующимися плагиоперидотитами и пироксенитами. Средняя зона сложена габбро-норит-анортозитами мощностью от 0,3–0,5 (Волчьи Тундры) до 2–2,5 км (Монче Тундра). Верхняя зона сложена такситовыми габбро-анортозитами мощностью 2,5–3 км. Интрузия сечется телами клинопироксенит-верлитов (см. рис. 2), а также дайками габбро-пегматитов, долеритов и анортозитов.

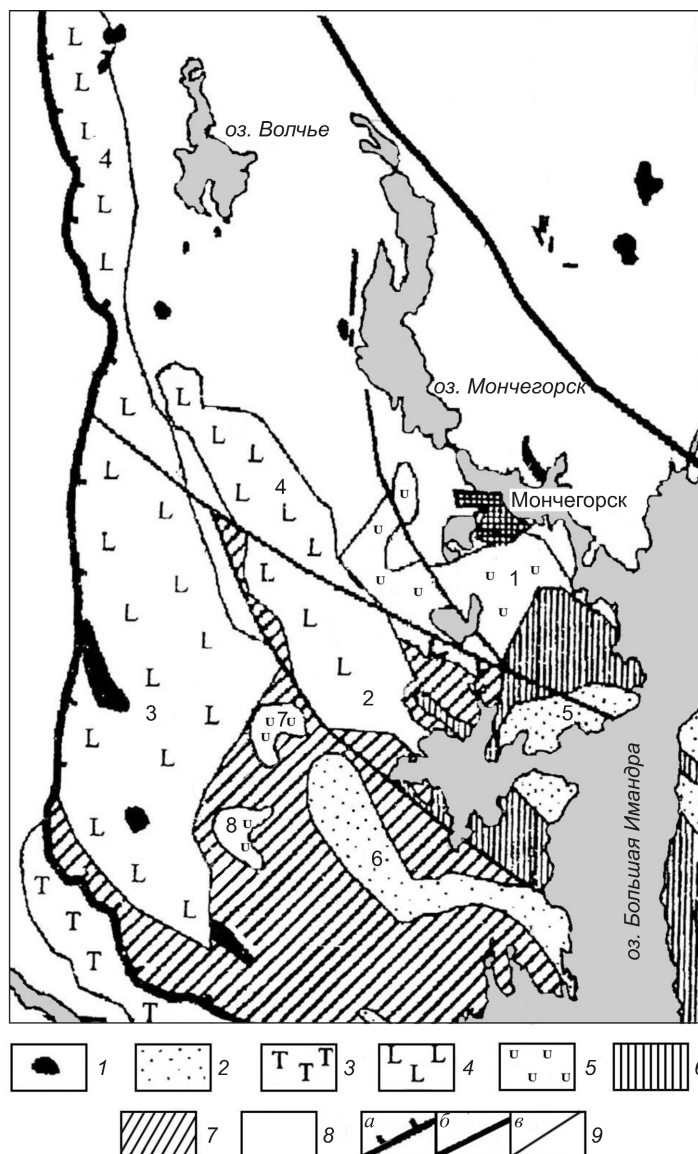


Рис. 2. Схема расположения раннепротерозойских (2,5–2,4 млрд. лет) расслоенных интрузий мафит-ультрамафитов в Мончегорском рудном районе, м-б 1:1 000 000:

1 — тела клинопироксен-верлитов; 2 — имандровский норит-габбро-норитовый комплекс; 3 — массивы метагаббро-норитов Няркунды; 4 — габбро-норит-анортозиты Чуна-Монче-Волчьих Тундр; 5 — ультрамафиты и габбро-нориты Мончеплутона, интрузий оз. Островское и горы Ягельная; 6 — метавулканиты и метаосадки рифта Имандра-Варзуга; 7 — гнейсы, амфиболиты и сланцы позднеархейского зеленокаменного пояса; 8 — метаморфические породы и гнейсо-граниты архейского блока; 9 — главные структурные швы (а — надвиги, б — сбросы, сдвиги, в — второстепенные разломы); массивы: 1 — Мончеплутон, 2 — Мончетундровский, 3 — Чунатундровский, 4 — Волчетундровский, 5 — Северный, 6 — горы Девичьи Тундры, 7 — оз. Островское, 8 — горы Ягельная

Центральная часть Мончегорского рудного района занята Мончегорским рудоносным интрузивом (см. таблицу, факт 8) площадью около 65 км². Он представляет собой типичный расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон, сложенный перидотитами, оливинитами, дунитами, гарцбургитами (серпентинизированными), норитами и габбро-норитами. К нему приурочены разнообразные по мор-

фологии, генезису и составу сульфидных Cu-Ni руд месторождения и рудопроявления, которые разрабатывались с 1930 по 1973 гг. [3]. В последние годы в результате возобновления поисковых работ открыты новые проявления хромитовых руд (Сопчеозерское месторождение) [9] и малосульфидной платинометальной минерализации (г. Лопишнюн, предгорья Вурэчуайвенч, пласт 330) [2].

Мончегорский интрузив системой северо-восточных и северо-западных разломов, кольцевых и полукольцевых структур разделен на несколько геологических блоков: массив Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ), линейно вытянутый в северо-восточном направлении на 7 км, и массивы Сопча, Нюд и Поаз округлой формы. В них сосредоточены промышленные сульфидные медно-никелевые и платинометалльные руды. По данным бурения к Мончеплутону относят также массив предгорьев Вурэчуайвенч, примыкающий на юго-востоке к массивам Нюд и Поаз. Массивы образуют своеобразную ретортоподобную структуру, отдельные части которой, как вся структура в целом, могут служить моделью при космоструктурном прогнозировании медно-никелево-платинометалльных рудных узлов исследуемой площади.

Массивы НКТ и Сопча сложены (снизу вверх) базальными габбро-норитами и норитами мощностью 10–100 м, гарцбургитами (100–200 м), чередованием гарцбургитов и бронзититов (250–400 м) и бронзититами (300–700 м) с линзами нодулярных хромититов и пластами оливинитов-гарцбургитов мощностью 1–5 м, несущих малосульфидное платинометалльное оруденение (Сопчезерское месторождение хромита и горизонт 330 с платинометалльным оруденением). Общая мощность пород в массиве НКТ увеличивается с северо-востока на юго-запад от 200–300 до 800–1000 м, а в массиве Сопча она максимальна и составляет 1100–1600 м. Массивы Нюд и Поаз в базальной части также сложены норитами и габбро-норитами мощностью до 50 м, выше по разрезу их сменяют меланонориты с линзами и прослоями гарцбургитов, в верхней части — лейконориты и габбро-нориты. Завершается общий разрез амфиболизированными габбро-норитами и лейкогаббро-анортозитами, залегающими в предгорьях Вурэчуайвенч. Здесь рассматриваемые породы перекрываются метавулканитами палеорифта Имандра-Варзуга.

Сопчезерское месторождение хромита представлено линзовидно-пластовой рудной залежью, проекция которой в плане имеет вид полосы длиной более 1000 м и шириной от 160 до 220–240 м. Вертикальная мощность залежи варьирует от 1 до 33 м. Выделены богатые (густовкрапленные и сплошные) руды, составляющие 34% от всех руд, рядовые (62,5%) и убогие (4,5%). Средневзвешенное содержание хромита составляет 23,5 мас. % [8].

В пределах массива НКТ располагалось месторождение богатых жильных сульфидных Cu-Ni руд с платиноидами, приуроченных к системе трещин и разрывных нарушений северо-восточного простирания. Длина жил составляла от 100 до

1400 м, мощность — от 5 до 50 см, в раздувах до 2–3 м.

В верхней части массива Сопча, в 800 м от его подошвы, залегает рудный пласт 330 горизонта, с которым связано малосульфидное платинометалльное оруденение. В среднем в рудах содержится 0,40 мас. % Ni, 0,20 мас. % Cu; отношение Ni/Cu=2, сумма металлов платиновой группы 35 г/т при отношении Pt/Pd=0,13 [5].

Массив Нюд вмещает рудную зону с сульфидными Cu-Ni рудами, несущими платинометалльное оруденение. Средний состав руд 0,32 мас. % Ni, 0,32 мас. % Cu; отношение Ni/Cu=1, сумма металлов платиновой группы 5,69 г/т, отношение Pt/Pd=0,62.

Кроме Мончегорского плутона, в пределах рудного района известны еще более 200 мафит-ультрамафитовых массивов различной формы и размеров [3]. Мощность большинства из них колеблется от 5–10 до 60–70 м при длине от 20–30 до 600–800 м, что позволяет прогнозировать рудоперспективные участки с помощью методов дистанционного зондирования и их обработки методами экспертной системы и искусственного интеллекта. Приведенные параметры массивов установлены геологическими методами по обнаженным или близповерхностным частям массивов. Это дает основание для их регистрации дистанционными методами, разрешающая способность которых превышает минимальные параметры фиксируемых тел. Кроме того, по этим материалам возможны регистрация не вскрытых эрозией частей массивов и выявление погребенных массивов, особенно в пределах прогнозируемых перспективных рудных узлов. Такая возможность подкрепляется гравиметрическими данными, показывающими что активно гравитирующие мафит-ультрамафитовые объекты распространяются до глубин порядка 2 км: массив НКТ — на севере 300–500 м, на юге до 1500 м, Сопча — от 1200 до 1700 м, Нюд-Поаз — от 300 до 800 м, массивы Вольчих Тундр — до 600–700 м, Чуна-Мончетундровский плутон — до 3–4 км. Перспективные на оруденение мафит-ультрамафитовые тела прослеживаются по гравиметрическим данным до глубин: массивы оз. Островское — 1500–1700 м, горы Ягельная — 1700 м, оз. Узкое — 1800 м, оз. Пивнус — до 500 м. Эффективность использования методов дистанционного зондирования и искусственного интеллекта для прогнозирования рудоносных объектов в пределах рудного района определяется также и тем, что типичные рудоносные мафит-ультрамафитовые интрузии, такие как Мончегорский плутон или перспективные массивы оз. Островское, горы Ягельная, практически не фиксируются не только аэромагнитной, но и наземной съемкой [6].

Предпосылкой применения гравиметрических методов для выявления физических полей вещественных комплексов рудоперспективных площадей и их использования при прогнозировании методами искусственного интеллекта служит различие в плотности пород основного и ультраосновного составов, а также вмещающих гнейсов и осадочно-вулканогенных пород. По плотности породы рудного района можно подразделить на четыре группы: гнейсы, их мигматиты и гранитоиды архейского комплекса — 2,60–2,86 г/см³; осадочно-вулканогенные протерозойского комплекса — 2,70–2,93 г/см³; изверженные основного состава — 2,78–3,06 г/см³; породы ультраосновного состава — 3,05–3,20 г/см³ [6]. Наблюдаемые в районе соотношения избыточной плотности пород и общие избыточные массы интрузий обуславливают четкое выделение всех мелких и относительно крупных массивов пород ультраосновного состава в виде локальных аномалий гравитационного поля (см. таблицу, факт 19). Анализ геофизических и геологических данных позволил выделить в пределах рудного района несколько крупных структурных блоков, каждый из которых ограничен глубинными разломами северо-восточного простирания (факт 22). Наиболее отчетливо блоки отражаются в региональном гравитационном поле, в качестве которого рассматривается пересчитанное на высоты от 1,5 до 10 км поле силы тяжести [6]. Выделенные блоки отвечают региональным гравитационным аномалиям (факт 21), причем центральный блок в поле силы тяжести отмечается региональным минимумом Δg широтного и северо-западного простираний с амплитудой от -1,2 до -20 мгал [6]. Практически все известные сульфидные Cu-Ni месторождения и рудопроявления рудного поля приурочены к области именно этой региональной гравитационной аномалии. К этой же области приурочены и секущие локальные гравитационные аномалии северо-восточного простирания (факт 19). Они четко локализованы в пределах зоны глубинных разломов с таким же простиранием (факт 23). К южной области широтной региональной гравитационной аномалии (факт 21) приурочены локальные гравитационные аномалии северо-западного простирания, которые тяготеют к юго-западной части одной из зон глубинных разломов северо-западного простирания (факт 22).

В отличие от гравитационных информативность магнитных полей при прогнозировании рудоперспективных площадей в рудном районе значительно менее эффективна. Породы мафит-ультрамафитового ряда, с которыми связывается перспективная рудоносность площадей, характеризуются слабой магнитностью от 100 до 500·10⁻⁶ ед. СГСМ [6] и только на отдельных небольших

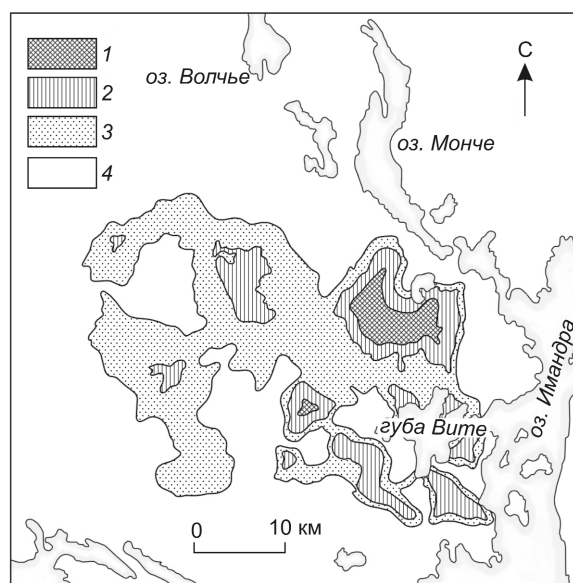


Рис. 3. Графическое прогнозно-экспертное заключение экспертной системы «Генезис-2» для рудоперспективных площадей Мончегорского рудного района со степенью уверенности прогноза:

1 — 75–60, 2 — 60–48, 3 — 48–35, 4 — 35–0

участках до 2000·10⁻⁶ ед. СГСМ, которые и выделены в качестве локальных магнитных аномалий (см. таблицу, факт 18). В целом для рудного района устанавливается почти полное совпадение положения региональных гравитационных и магнитных аномалий (факт 20), причем для магнитных аномалий изодинамы ΔZ поля усреднены дважды при $R=8$ км [6].

Особенности физических полей, вещественных комплексов и структурные характеристики, выявленные при анализе и обработке дистанционных материалов Мончегорского рудного района, составили базу знаний прогнозной модели Монча05 (см. таблицу).

После обработки гипотез и фактов на языке описания знаний, последние из которых были рассмотрены в качестве информационных слоев и прогнозных признаков, они были введены в экспертную систему «Генезис-2» для получения заключения по прогнозу рудоперспективных площадей. Для модели Монча05 с помощью процедуры расчета было получено графическое прогнозно-экспертное заключение экспертной системы по рудоперспективным площадям Мончегорского рудного района (рис. 3). Значения степеней уверенности прогноза соответствуют площадям с наиболее высоким прогнозным потенциалом, которые показаны разными типами штриховок.

Прогнозное заключение экспертной системы «Генезис-2» со степенями уверенности, ранжированными от 75–60, 60–48 до 35, удовлетворительно согласуется с размещением зон распространения ультрамафитов и сопутствующих им вещественных комплексов, перспективных для поисков рудоносных объектов (медно-никелевое, платинометальное и хромитовое оруденение).

К объектам со степенью уверенности 75–60 можно отнести шесть рудоперспективных участков в районе Мончегорского плутона: северо-восточное окончание массива НКТ и район горы Ярва-Ниттис Варака, юго-западное продолжение Мончеплутона в районе предгорьев Вурэчуайвенч, юго-западная часть массива Ниттис и южное обрамление массива Сопча, массив района оз. Островское, район горы Ягельная, Западновитегубский участок.

К объектам с меньшими значениями степени уверенности относятся четыре локальные площади, где по геолого-геофизическим данным и бурению известны массивы пород ультраосновного состава с проявлениями сульфидной минерализации. Это участки г. Лойпишнюн, Приозерный, Пивнус-Грязное, Северовитегубский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. Каталог геохронологических данных по породам северо-восточной части Балтийского щита. – Апатиты: 2002.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П. Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вурэчуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 147–161.
3. Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона // Тр. ЛАГЕД АН СССР. Л., 1956. Вып. 3.
4. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра, 1976.
5. Нерадовский Ю.Н., Рундквист Т.В., Галкин А.С. К проблеме платиноносности рудного пласта 330 г. Сопча и его промышленного освоения (Мончегорский плутон) // Тр. МТГУ. 2002. Т. 5. С. 85–91.
6. Свяженинов Ф.И., Гринченко Б.М., Тюремнов В.А. Геофизические исследования при поисках и разведке медно-никелевых руд на Кольском полуострове. – Апатиты, 1984.
7. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. – Апатиты, 1998.
8. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А. Раннепротерозойские расслоенные интрузии Мончегорского рудного района // Путеводитель геологических экскурсий Международного симпозиума «Мантийные плюмы и металлогения». 2003.
9. Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность // Геология рудных месторождений. 1999. № 6. С. 507–515.
10. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. – Л.: Наука, 1984.

УДК 552.323.6 (470.11)

© Т.Е.Щербакова, Т.И.Колесникова, 2009

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ТИПИЗАЦИИ И ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ПОИСКОВЫХ ОБСТАНОВКАХ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА

Т.Е.Щербакова, Т.И.Колесникова (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Рассмотрены проблемы поисков кимберлитов на примере алмазоносного Зимнебережного района, расположенного в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты, где кимберлитовые тела перекрыты древними терригенно-карбонатными и ледниковыми отложениями. Для подобных территорий одним из основных методов поисков алмазных месторождений остается минералогический, позволяющий достаточно надежно выявлять ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов в разновозрастных и разнофациальных перекрывающих отложениях. Использование типоморфных особенностей минералов-индикаторов кимберлитов дает возможность уверенно диагностировать их в перекрывающих отложениях и проводить локализацию перспективно алмазоносных площадей. Показана эффективность минералогического метода на «закрытых» территориях в конкретных поисковых обстановках.

В конце XX – начале XXI вв. мировой спрос на алмазное сырье резко возрос и продолжает расти все более быстрыми темпами. Это привело к повышению расходов на геологоразведочные работы и в результате к выявлению новых алмазоносных провинций на северо-западе Русской плиты и Фенноскандинавского щита. Однако поисковые работы на этих территориях существенно осложняются наличием разновозрастных ледниковых отложений.

Наиболее сложная поисковая ситуация, требующая дальнейшего совершенствования методики, отмечается на территории плит, где кимберлитовые тела, наряду с ледниковыми отложениями, перекрыты древними терригенно-карбонатными толщами. Подобная ситуация наблюдается в Зимнебережном алмазоносном районе, расположенном в зоне сочленения двух крупных региональных структур — Балтийского щита и Русской плиты.

Для территорий с широким развитием отложений покровных оледенений одним из основных методов поисков алмазных месторождений остается минералогический. Он позволяет определить направление перемещения обломочного материала и оценить удаленность обнаруженных в нем минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) от коренных источников алмазов. Эффективность метода зависит от уровня эрозионного среза прогнозируемых тел, мощности и состава перекрывающих отложений, типа кимберлитовмещающих пород, а также

содержания, состава и соотношения индикаторных минералов в кимберлите.

Механизмы формирования ореолов рассеяния МИК в ледниковых отложениях, развитых на территориях щитов и плит, различны. На щитах при движении ледника по твердым скальным породам возможна слабая ассимиляция обломочного материала, поэтому отслаивание и отложение морены происходит на значительном удалении (десятки километров) от источника, в результате чего возможен дальний перенос МИК в теле ледника. При экзарации ледником кимберлитовых тел образуются протяженные вытянутые по направлению его движения ореолы (до первых десятков километров) со слабой дифференциацией зерен МИК по степени механической устойчивости и плотности (северо-запад Канадского щита, Карелия, Кольский полуостров). Далее в направлении движения ледника ореолы рассеяния трансформируются в потоки и шлейфы единичных мелких зерен пиропов плохой сохранности (преимущественно осколков с фрагментами протоматматических сколов) и прослеживаются на десятки километров.

На территориях плит с широким развитием древних слабо литифицированных осадочных отложений чехла происходит интенсивная их ассимиляция ледником, быстрое перенасыщение льда обломочным материалом и отслаивание морены уже на расстоянии 1–1,5 км от источника. При этом обра-

зуются локальные слабо вытянутые по направлению движения ледника ореолы, что характерно для Зимнебережного алмазоносного района.

Минералогический метод поисков алмазных месторождений основан на результатах изучения морфологии, особенностей микроповерхности и химического состава зерен МИК из кимберлитовых тел и перекрывающих отложений различных генетических типов на сканирующем электронном микроскопе (SEM) и рентгеновском микроспектральном анализаторе. Он позволяет идентифицировать пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты и хромдиопсиды кимберлитового генезиса, выявлять закономерности распределения МИК в отложениях, перекрывающих кимберлиты, для оконтуривания ореолов рассеяния ближнего сноса и локализации потенциально алмазоносных площадей, оценивать алмазоносность прогнозируемых кимберлитовых тел.

Для решения поставленных задач в первую очередь исследовались типоморфные особенности МИК из алмазоносных и неалмазоносных тел, а также их содержание и соотношение в кратерных и жерловых фациях кимберлитов.

Исследование механизма формирования ореолов рассеяния в разновозрастных и разнофациальных отложениях, перекрывающих кимберлитовые тела Зимнебережного алмазоносного района (с выделением наиболее информативных горизонтов, содержащих МИК), проведено путем шлихового опробования керна более 500 скважин по всей толще отложений над телами и на различном удалении от них (от первых метров до 10 км). Пробы обрабатывались в бромформе с последующими минералогическим анализом тяжелой фракции и отбором монофракций мантийных минералов. Покристалльное исследование морфологии и характера микроповерхности нескольких тысяч зерен индикаторных минералов позволило определить этапы их экзогенной эволюции. Результаты минералогического анализа интерпретировались с учетом конкретной геологической обстановки и результатов изучения литогенетических и литофациальных факторов осадкообразования. В зависимости от типа взаимоотношения кимберлитовых тел и перекрывающих отложений проведено районирование территории с выделением участков, наиболее благоприятных для использования метода минералогических поисков.

При изучении механизма формирования ореолов рассеяния в отложениях современного руслового аллювия опробованию подвергались только участки русла с максимальным обогащением минералами тяжелой фракции. Результирующий документ при минералогических шлиховых поисках — комплект карт разновозрастных отложений с ото-

бражением ореолов рассеяния МИК различных генетических типов, в том числе ближнего сноса, связанных с алмазоносными телами.

В позднем девоне территория испытала тектономагматическую активизацию раннегерцинского этапа, сопровождающуюся щелочно-ультраосновным магматизмом [5].

Алмазоносные кимберлитовые трубки на Зимнем Берегу Белого моря перекрыты палеозойскими терригенно-карбонатными и четвертичными ледниковыми отложениями со сложной историей формирования (рис. 1).

В основании комплекса палеозойских пород залегают нижне- (сохранились фрагментарно) и среднекаменноугольные пестроцветно-красноцветные пески и песчаники мощностью 50–80 м, в составе которых выделяются две пачки. Нижняя пачка представлена разнородными песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов, сформированными в континентальных условиях (аллювиальные, озерные фации), верхняя — песками, алевропесчаниками морского мелководья (бассейновые фации). В среднекаменноугольное время в центральной части Зимнего Берега существовал единый бассейн осадконакопления, заполнявшийся осадками различного генезиса, обусловленными чередованием эпох седиментации и размыва.

Полигенетический комплекс четвертичных отложений субгоризонтально перекрывает вендские и верхнепалеозойские отложения и имеет площадное распространение. Он представлен ледниковыми, водно-ледниковыми, межледниковыми озерными и морскими фациями.

Осадки среднего плейстоцена днепровского и московского ледниковых комплексов, заполнив все депрессионные участки территории, полностью перестроили ее рельеф. В их основании до 50% обломков сложены местными породами, в то время как в кровле отмечаются только обломки экзотических пород. Над кимберлитовыми телами и вблизи них в базальных горизонтах моренных суглинков и флювиогляциальных отложений этих ледниковых комплексов содержатся повышенные концентрации МИК и обломков кимберлитовых пород. Верхнеплейстоценовый валдайский ледниковый покров ложился на практически выровненную поверхность, имел слабую динамическую активность и экзарационную способность. Среди отложений трех ледниковых комплексов наибольшей поисковой информативностью обладают осадки московского ледникового комплекса, имеющие площадное распространение и контактирующие с подстилающими коренными породами, в том числе и кимберлитами.

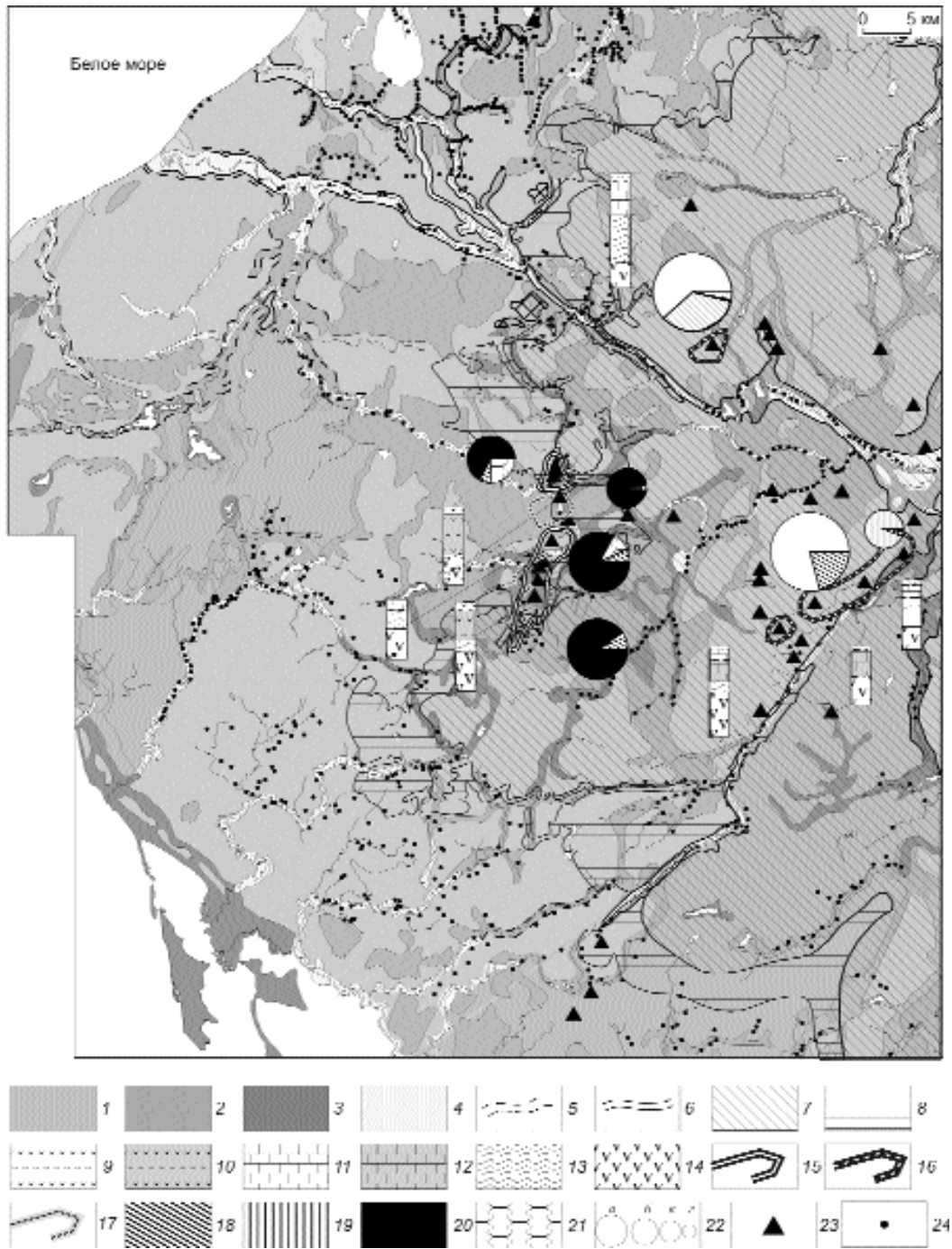


Рис. 1. Отражение кимберлитов Зимнебережного района в ореолах рассеяния МИК ближнего сноса из каменноугольных и четвертичных отложений:

четвертичные отложения: 1 — моренные суглинки, 2 — флювиогляциальные пески, 3 — морские глины и пески, 4 — аллювиальные пески; 5 — долины стока талых ледниковых вод; 6 — палеодолины; *площади распространения отложений:* 7 — верхнекаменноугольных и нижнепермских, 8 — среднекаменноугольных; *литолого-стратиграфические колоноки:* 9 — четвертичные среднего звена (Q_{III}), 10 — четвертичные нижнего звена (Q_{II}), 11 — нижнепермские (P₁), 12 — карбонатные средне-верхнекаменноугольные (C₂₋₃), 13 — песчаные среднекаменноугольные (C_{2ur}), 14 — кимберлит (iD₃); *ореолы рассеяния МИК ближнего сноса:* 15 — хромдиопсид-пироп-хромшпинелидовой и 16 — пироп-пикроильменитовой ассоциаций в среднекаменноугольных отложениях, 17 — хромдиопсид-пироп-хромшпинелидовой ассоциации в четвертичных отложениях; *состав и соотношение МИК в кимберлитовых телах (круговые диаграммы):* 18 — пироп, 19 — пикроильменит, 20 — мантийный хромшпинелид, 21 — хромдиопсид; 22 — содержание МИК в кимберлитах, мг на 1 кг: а — >500, б — 100–500, в — 50–100, г — 10–50; 23 — кимберлитовые тела; 24 — точки отбора шлиховых проб

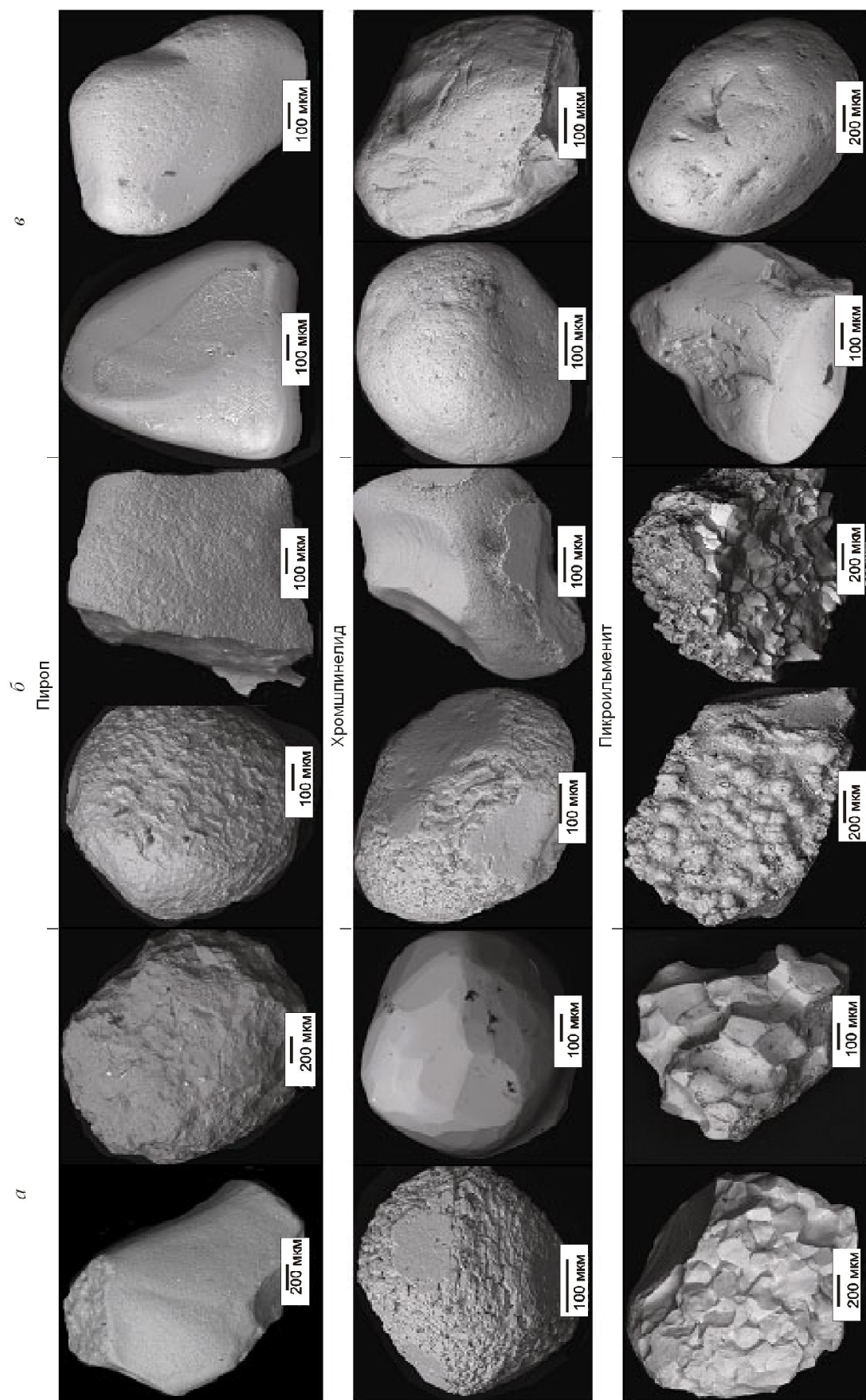


Рис. 2. Особенности микроповерхности глубоких минералов из кимберлитов (а), ореолов рассеяния ближнего (б) и дальнего (в) сноса Зимнебережного района

В результате разнонаправленных движений ледников произошло общее «заражение» территории минералами-индикаторами щелочно-ультраосновного, в том числе кимберлитового, магматизма (оливином, хромшпинелидами, хромдиопсидом, пиропом, пикроильменитом и магнезиальным ильменитом). В этих условиях использование типоморфных особенностей минералов-индикаторов кимберлитов позволяет уверенно диагностировать их в перекрывающих отложениях и проводить локализацию перспективно алмазоносных площадей.

Специфика поисковой обстановки в Зимнебережном кимберлитовом районе обусловлена низким содержанием индикаторных минералов в кимберлитах, прежде всего в отложениях кратерных фаций, значительной мощностью перекрывающих палеозойских и четвертичных осадков (от 20 до 180 м), присутствием отложений разновозрастных ледников, поставивших полигенный материал из удаленных областей питания и приводивших к разубоживанию кимберлитового материала, а также слабой динамической активностью современных водотоков, не способствовавших образованию контрастных ореолов рассеяния МИК.

Алмазоносные кимберлитовые трубки Зимнего Берега характеризуются двумя типами ассоциаций мантийных МИК ультраосновного парагенезиса — хромдиопсид-пироп-хромшпинелевой (хромовой) и пироп-пикроильменитовой с хромдиопсидом (титановой).

Минералы-индикаторы кимберлитов хромдиопсид-пироп-хромшпинелевой ассоциации. *Хромшпинелиды* представлены гладкогранными октаэдрами, осложненными вицинальными поверхностями, комбинационными и мириоздрическими кристаллами размером $>0,4$ мм с характерным микрорельефом поверхности коррозионно-гидротермального типа. Типичны каналы травления и протоматматические сколы на поверхности, трещиноватые каймы, отличающиеся по химическому составу от центральных частей зерен, внутренние неоднородности, проявляющиеся в блоковом строении некоторых кристаллов, следы пластической деформации и включения других фаз. Для хромшпинелидов характерны высокое содержание Mg (8–14 мас. %), низкое — Ti (до 4 мас. %) и широкий изоморфизм в ряду Cr^{3+} – Al^{3+} . Особенности состава хромшпинелидов указывают на значительную глубину заложения очага кимберлитобразующей магмы. Преобладают хромшпинелиды коэситовой субфации глубинности, относящиеся по химическому составу к магнезиальным субферрихромитам, реже субферриалюмохромитам [1, 6].

Пиропы представлены оплавленными зернами округло-овальной формы и их обломками фиолетового и лилового цветов с гребенчато-ямчатой, гребенчато-волнистой поверхностями коррозионно-гидротермального типа коэситовой, гроспидитовой субфаций глубинности лерцолитового парагенезиса. Пиропы алмазной ассоциации составляют не более 1–3% (рис. 2, 3).

Хромдиопсид представлен овализованными зернами и их обломками изумрудно-зеленого цвета с тонкоматированной или кавернозной, занозистой поверхностью коррозионно-гидротермального типа. В них повышено содержание Cr (до 2,4 мас. %) и понижено — Fe (до 1,7 мас. %).

Минералы-индикаторы кимберлитов пироп-пикроильменитовой ассоциации. *Пикроильменит* связан исключительно с ильменитовыми гипербазитами и представлен мелкими зернами с кавернозной ямчатой поверхностью из кимберлитового цемента и желваками из глубинных включений. Ильменит основной массы состоит из мелких (до 1 мм), изометричных, сильно измененных зерен, замещенных агрегатом лейкоксена. Встречаются более крупные выделения (5–15 мм) — желваки ильменита агрегатного (мозаичного) и монокристалльного строения, изометричные, слегка уплощенные, покрытые тонкой оболочкой рутила и лейкоксена.

В алмазоносных кимберлитах преобладает монокристалльный, в неалмазоносных — поликристаллический (агрегатный) пикроильменит. В алмазоносных кимберлитах пикроильменит высокомагнезиальный и высокохромистый с узким диапазоном колебаний химического состава (MgO 12,0–17,5 мас. %, Cr_2O_3 1,0–5,5 мас. %), в неалмазоносных, наряду с таковым, отмечается низкомагнезиальный (MgO 4–6 мас. %), почти безхромистый с повышенным содержанием Mn (MnO 0,6–1,0 мас. %).

Среди *пиропов* широко распространены зерна оранжево-красного цвета с тонкоматированной поверхностью коррозионно-гидротермального типа с повышенным содержанием Ti (до 1,6 мас. %). Преобладают низкохромистые разности дунит-гарцбургитового парагенезиса (рис. 4; см. рис. 2).

В зернах *хромдиопсида* понижено содержание Cr (до 1,0 мас. %) и повышено — Fe (до 3,5 мас. %).

Таким образом, МИК Зимнебережного алмазоносного района обладают определенными типоморфными признаками (морфологией и химическим составом), что отличает их от минералов из магматитов щелочно-ультраосновного состава. Это позволяет использовать минералогический метод для поисков коренных источников алмазов на территориях с мощным чехлом разновозрастных и разнофациальных отложений.

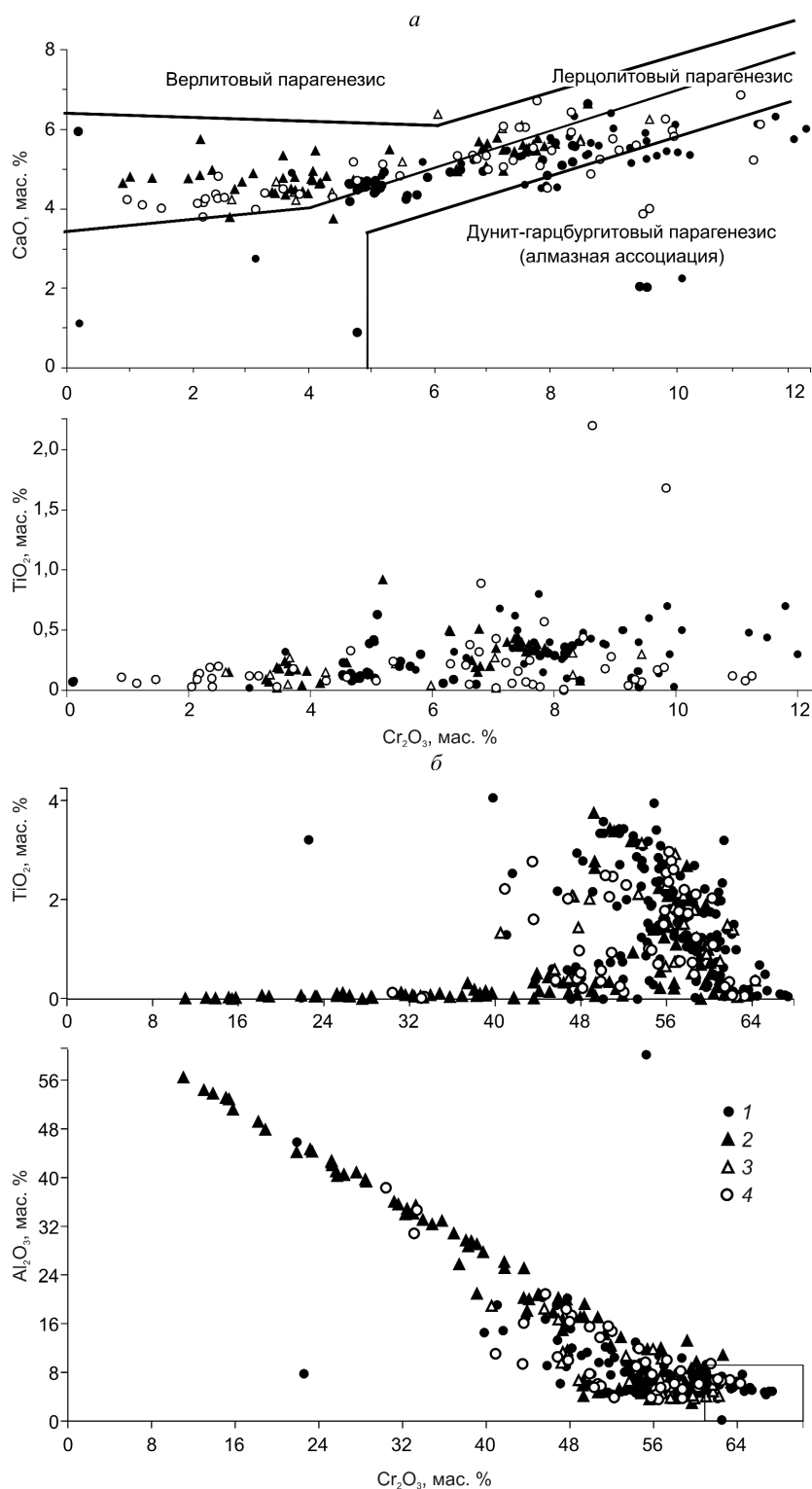


Рис. 3. Особенности химического состава зерен пиропов (а) и хромшпинелидов (б):

из кимберлитов Золотицкого куста: 1 — северной группы (трубки Ломоносовская, Карпинского-2), 2 — южной группы (трубки Карпинского-1, Архангельская); из перекрывающих отложений: 3 — каменноугольных, 4 — четвертичных

Хромшпинелиды из магматитов некимберлитового происхождения представлены, как правило, только кристаллами октаэдрического габитуса с гладкими или тонкоматированными поверхностями граней. От мантийных хромшпинелидов отличаются по химическому составу. Например, в хромшпинелидах из пикритов более высокие содержания Fe, Ti, из меллититов — повышены содержания Al, из расслоенных плутонов — низкие содержания Mg.

Магнезиальный ильменит в отличие от пикроильменита характеризуется низким содержанием MgO и повышенным — MnO.

Хромдиопсид состоит исключительно из кристаллов призматической формы бледно-зеленого цвета и отличается существенным преобладанием Al над Na.

Изучение минералов двух кимберлитовых ассоциаций в разновозрастных перекрывающих отложениях района показало следующее.

Минералы-индикаторы кимберлитов из палеозойских отложений представлены тремя группами с различной экзогенной историей.

1. МИК прямого сноса, сохранившие типоморфные признаки, присущие им в кимберлите, наиболее информативны с поисковой точки зрения. Они отмечаются в каменноугольных отложениях непосредственно над кимберлитовыми телами и в ближнем законтурном пространстве. Представлены преимущественно обломками зерен широкого гранулометрического спектра с сохранившимися фрагментами поверхности коррозионно-

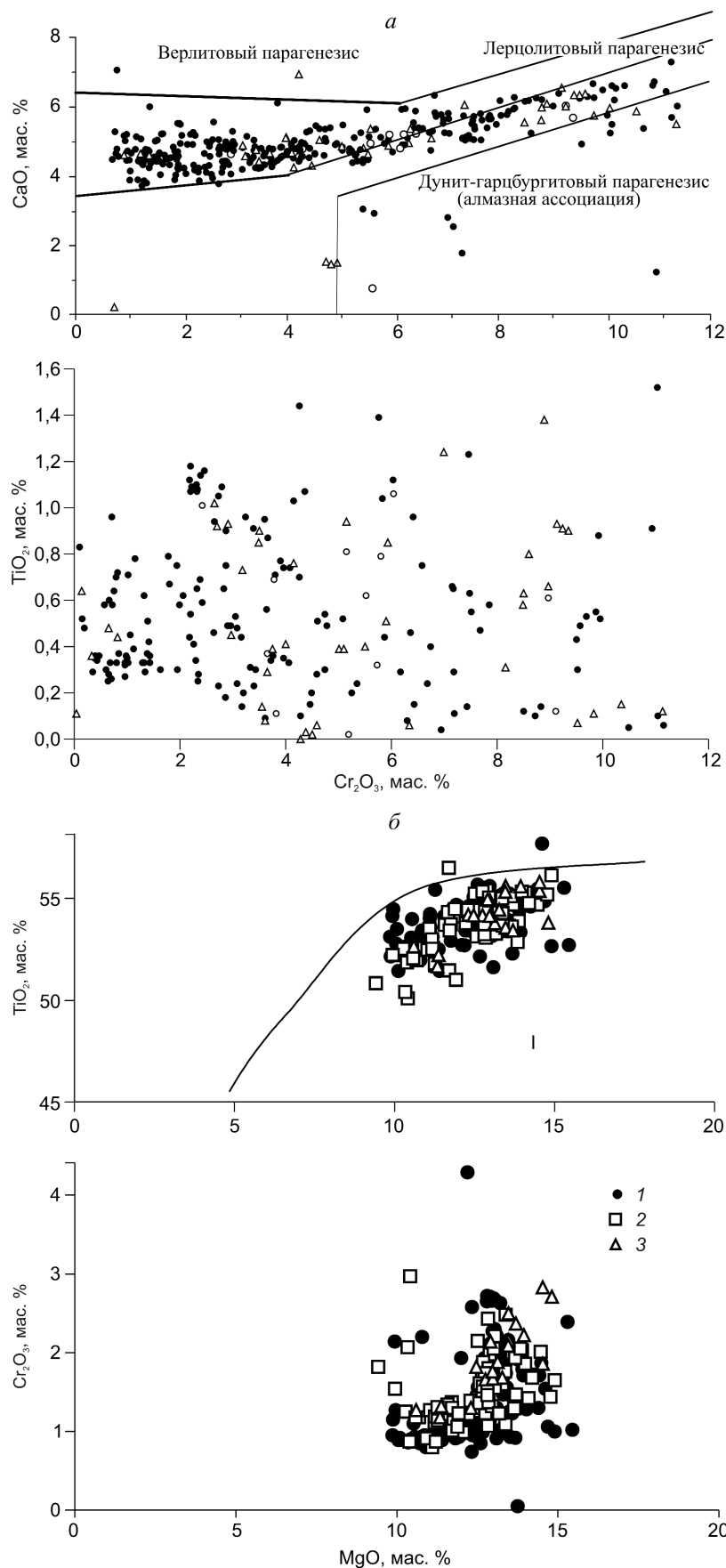


Рис. 4. Особенности химического состава зерен пиропов (а) и пикроильменитов (б):

1 — из трубки ЦНИГРИ-Архангельская, 2 — перекрывающих каменноугольных отложений, 3 — из современного аллювия рек Пачуга, Кепина; I — поле составов пикроильменитов из кимберлитов, по И.П.Илупину, 1990

гидротермального типа. Нахождение в каменноугольных отложениях МИК данной группы однозначно свидетельствует о ближайшем соседстве кимберлитовых тел. Химический состав МИК из этих ореолов идентичен составу индикаторных минералов из кимберлитов (см. рис. 3, 4).

2. МИК со следами гипергенной коррозии в континентальных фациях каменноугольных отложений представлены: хромшпинелидами буроватого цвета, окисленными с поверхности, часто с трещиноватой гипергенной оболочкой и полигональными фигурами травления на поверхности; угловатыми обломками пиропов фиолетового и лилового цветов с дислокационным, кубоидным или комбинированным типом гипергенной коррозии [2]; зернами пикроильменита, разбитыми грубыми секущими трещинами с лейкоксеновыми оболочками. Минералы-индикаторы этой группы позволяют судить об относительной близости источника только при отсутствии признаков механического износа. Для более надежной идентификации таких зерен МИК большую роль играет их химический состав.

3. МИК с сильным механическим износом, соответствующим III-IV классам окатанности, приурочены преимущественно к верхним горизонтам каменноугольных отложений, представленных мелководными

Критерии типизации ореолов рассеяния МИК Зимнебережного кимберлитового района

Критерии типизации	Ореолы рассеяния ближнего сноса		Ореолы рассеяния дальнего сноса
Стратиграфические	Основание среднекаменноугольных терригенных отложений урзугской свиты, C_{2ur} (интервал 0–10 м). Четвертичные отложения, Q_{II} (интервал 0–50 м). Современный аллювий		Среднекаменноугольные терригенные отложения урзугской свиты, C_{2ur} (выше 10 м от основания). Четвертичные отложения, Q_{II-III} . Современный аллювий
Литолого-фациальные	Гравелиты, разнозернистые песчаники реликтовых континентальных (делювиальных, аллювиальных и др.) фаций урзугской свиты. Моренные суглинки ледниковых, крупно-среднезернистые несортированные пески водно-ледниковых, тонкозернистые хорошо сортированные пески межледниковых озерных отложений. Крупно-среднезернистые гравийные пески русловых аллювиальных фаций		Песчаники с прослоями доломитов прибрежно-морских и морских фаций урзугской свиты. Моренные суглинки ледниковых, крупно-среднезернистые, несортированные пески водно-ледниковых отложений. Среднезернистые пески русловых аллювиальных фаций
Минералогические	Ассоциации МИК	Полиминерального состава: хромдиоксид-пироп-хромшпинелевая; пироп-хромшпинелевая; пироп-пикроильменитовая	Мономинерального состава: пикроильменитовая; хромшпинелевая; пироповая
	Гранулометрический состав зерен МИК	Широкий спектр размерных фракций, сортировка зерен отсутствует или слабая	Преобладание одной размерной фракции, хорошая сортировка зерен
	Тип микроповерхности зерен МИК	Зерна с фрагментами поверхности коррозионно-гидротермального и гипергенного типов	Зерна с механогенным и гипергенно-механогенным типами поверхности
	Окатанность зерен МИК	Не выше 1–2 класса	Не ниже 3–4 класса
Распространение по площади	Локальное		Площадное и линейно-площадное
Удаленность МИК от кимберлитовых тел, км	До 2		До первых десятков

морскими фациями. Характеризуются тонкошероховатым механогенным типом поверхности с равновеликими *V*-образными выбоинками. Минералы-индикаторы данной группы представляют ограниченный поисковый интерес, так как прямой выход на первоисточники по ним невозможен (см. рис. 2).

Над кимберлитовыми трубками и в ближнем законтурном пространстве МИК первой группы прослеживаются на высоту до 10 м от основания толщи каменноугольных отложений. По латерали наибольший разброс МИК от кимберлитовых тел наблюдается в базальном горизонте отложений и

составляет ~2 км. Минералы-индикаторы второй группы пространственно также тяготеют к кимберлитовым телам. Они образуют более обширные ореолы ближнего сноса. В результате многократного переотложения МИК третьей группы теряют связь с первоисточниками и фиксируются в верхних горизонтах каменноугольных отложений на расстоянии до первых десятков километров от кимберлитовых тел.

Таким образом, выделяются ореолы рассеяния МИК ближнего (до 2 км) и дальнего (порядка 30 км) сноса. Первые приурочены к базальным гори-

зонтам каменноугольных континентальных отложений и прослеживаются в разрезе до 10 м от их основания, вторые — к верхним горизонтам каменноугольных мелководных морских отложений и имеют линейно-площадной характер (таблица).

В минералах-индикаторах кимберлитов из четвертичных ледниковых отложений различаются две группы: прямого сноса (непосредственно захваченные ледником при экзарации кимберлитовых тел) и ассимилированные из подстилающих терригенных каменноугольных отложений (из ореолов ближнего сноса при мощности <10 м и ореолов дальнего сноса при мощности >10 м).

В придонной части ледника при волочении по ложу зерна МИК испытывают давление и раскалываются. В основных и донных моренах следы ледниковой обработки на поверхности зерен песчаной и гравийной размерности проявляются в виде разноориентированных систем борозд, глубоких клиновидных царапин [3]. Процесс окатывания зерен, стачивания выступающих частей происходит при волочении по ложу, перемешивании обломочного материала в теле ледника, как в шаровой мельнице, и постепенном подъеме зерна на более высокие горизонты вследствие различной скорости движения отдельных слоев льда [4]. При этом степень окатанности обломков остается низкой. На зернах МИК хорошо сохраняется исходный коррозионно-гидротермальный рельеф поверхности.

Во временных ледниковых потоках зерна МИК подвергаются такой же механической обработке, как зерна из аллювиальных отложений. Они испытывают соударение с другими частицами, в результате чего на поверхности появляются микросколы, разновеликие выбоинки, мелкие пологие углубления. Происходит окатывание зерен, нивелировка выступающих участков поверхности, при этом она становится шероховатой, вогнутые участки нередко приобретают «леденцовый» облик. Степень окатанности зерен во флювиогляциальных отложениях выше, чем в моренных суглинках.

Специфика формирования ледниковых отложений такова, что захват и переотложение обломочного материала приводят к его разубоживанию.

Над кимберлитовыми телами в ледниковых и водно-ледниковых отложениях установлены локальные ореолы рассеяния МИК ближнего сноса. В процессе формирования морены, при экзарации слабо литифицированных вендских отложений ледниковым языком, происходила ассимиляция материала и его переотложение вблизи кимберлитового тела при быстром насыщении льда обломочным материалом и утрате им пластичности. В связи с локальностью выявленного ореола рассеяния МИК в моренных су-

глинках можно говорить о незначительной дальности транспортировки кимберлитового материала ледником. Высокая частота встречаемости МИК отмечена в базальном горизонте моренных суглинков. В интервале 5–10 м от основания толщи она снижается на порядок. В более высоких горизонтах, до 50 м от основания толщи, находки МИК с реликтами коррозионно-гидротермальной поверхности носят спорадический характер. Максимальный разброс МИК по латерали составляет до 1,5–2 км в направлении движения ледника. Химический состав МИК из этих ореолов идентичен составу индикаторных минералов из кимберлитов (см. рис. 3, 4).

Таким образом, зерна МИК с поверхностью коррозионно-гидротермального типа, обнаруженные в основании толщи ледниковых отложений, однозначно свидетельствует о близости кимберлитовых тел.

В моренных суглинках и флювиогляциальных песках среднего ледникового комплекса над кимберлитовыми телами и в законтурном пространстве установлены ореолы и потоки рассеяния ближнего сноса, прослеживающиеся по вертикали до 50 м и по латерали до 2 км.

Размыв разновозрастных ледниковых отложений привел к образованию **совмещенных полигенных ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлита в аллювии**. Источниками их служили: кимберлиты Зимнего Берега, четвертичные коллекторы с ледниковыми отложениями, вмещающие ореолы рассеяния ближнего и дальнего сноса; коллекторы каменноугольного возраста континентального типа с ореолами рассеяния ближнего сноса и прибрежно-морского типа — дальнего сноса.

Редкие зерна МИК ближнего сноса в современном русловом аллювии рек Зимнего Берега отмечаются на площадях, не перекрытых каменноугольными отложениями, при мощности четвертичных отложений до 50 м и на площадях, перекрытых каменноугольными (мощность не более 10 м) и четвертичными (мощность до 50 м) отложениями. Ореолы рассеяния МИК ближнего сноса в современном русловом аллювии имеют полиминеральный состав. Зерна индикаторных минералов в них обладают характерной поверхностью коррозионно-гидротермального типа или гипергенного растворения со слабым механическим износом. Минералы-индикаторы кимберлитов ближнего сноса с поверхностью коррозионно-гидротермального типа прослеживаются на расстоянии не более 3 км от кимберлитовых тел, что связано со слабой динамикой постледниковых рек. Минералы с поверхностью гипергенного растворения (из кор выветривания палеозойских отложений) прослеживаются на расстоянии 5–10 км от кимберлитовых тел.

В современном русловом аллювии рек Зимнего Берега ореолы рассеяния МИК дальнего сноса распространены довольно широко. Они имеют мономинеральный состав и отмечаются вдоль границы выхода каменноугольных отложений, также приурочены к древним долинам, долинам стока талых ледниковых вод, озерно-ледниковым осадкам и отложениям поздних морских трансгрессий четвертичного времени и носят линейно-площадной характер. На территориях, перекрытых сплошным чехлом каменноугольных карбонатных отложений, ореолы рассеяния МИК дальнего сноса, связанные с местными кимберлитовыми источниками, в современном аллювии не прослеживаются. Зерна МИК в ореолах дальнего сноса представлены хорошо окатанными пиропами или пикроильменитами с механогенным и гипергенно-механогенным типами поверхности.

Таким образом, шлиховое опробование современного аллювия рек дает необходимую поисковую информацию о наличии (или отсутствии) в пределах исследуемой территории кимберлитовых тел, их предполагаемой алмазоносности и удаленности.

В алмазоносном районе Зимнего Берега установлены различные типы взаимоотношений перекрывающих отложений с кимберлитовыми телами, которые определяют эффективность применения минералогического метода поисков алмазных месторождений.

Ореолы и потоки рассеяния МИК ближнего сноса отмечаются на различных уровнях перекрывающих кимберлиты отложений: в основании каменноугольной терригенной толщи (протяженность до 2 км); в четвертичных моренных суглинках и флювиогляциальных песках (1,5–2 км); в современном русловом аллювии (до 3 км). Они имеют полиминеральный состав и контрастное распределение содержаний МИК. Зерна МИК характеризуются широким гранулометрическим спектром, слабым механическим износом, поверхностью коррозионно-гидротермального или гипергенного растворения. Зерна с перечисленными признаками прослеживаются в разрезе над кимберлитовыми трубками на расстоянии до 10 м в каменноугольных и до 50 м в ледниковых отложениях. При таких мощностях обеспечивается наибольшая эффективность минералогического метода поисков для алмазоносного Зимнебережного района. При этом ореолы МИК ближнего сноса фиксируются по всей толще перекрывающих кимберлиты отложений и в современном русловом аллювии [7, 8].

Использование минералогического метода поисков алмазных месторождений на территориях с мощным чехлом разновозрастных и разнофациальных отложений, в том числе ледниковых, эффективно при учете конкретных поисковых обстановок.

В зависимости от типа взаимоотношения кимберлитовых тел и перекрывающих отложений проведено районирование территории с целью выделения участков, наиболее благоприятных для использования метода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас*. Морфогенез алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов и родственных пород Архангельской алмазоносной провинции / Г.П.Кудрявцева, Т.В.Посухова, В.В.Вержак и др. – М.: Полярный круг, 2005.
2. *Афанасьев В.П.* Миграционные свойства индикаторных минералов кимберлитов в связи с прогнозированием месторождений алмазов // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Мат-лы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Якутск, 2008. С. 216–220.
3. *Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И.* Характерные особенности формирования ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в основных обстановках осадконакопления // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 323–325.
4. *Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К.* Особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений // ДАН. 1996. Т. 346. № 5. С. 647–650.
5. *Опыт* поисков месторождений алмазов в Архангельской алмазоносной провинции и на сопредельных территориях севера Восточно-Европейской платформы / В.В.Вержак, Г.В.Минченко, В.А.Ларченко и др. // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Мат-лы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Якутск, 2008. С. 308–313.
6. *Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.* Мантйные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 518–548.
7. *Щербакова Т.Е.* Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего Берега: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук.– М., 2005.
8. *Shcherbakova T.E., Kolesnikova T.I.* Mineralogical representation of kimberlite pipes of Zimniy Bereg area in covering Middle Paleozoic, Quaternary glacial deposits and recent alluvium // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract. 2008. № 91KC-A-00087.

УДК 553.411.078:528 (571.5)

© Е.А.Журавлев, 2009

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛОВ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Е.А.Журавлев (НИИКАМ)

Основой прогнозирования золоторудных узлов по данным дешифрирования материалов космических съемок является разработка космоструктурных прогнозных критериев. Представлены критерии прогноза Нежданинского, Омчакского и Бадранского золоторудных узлов Яно-Колымской складчатой системы, вмещающих крупные месторождения золота. Космоструктурные критерии исследованных золоторудных узлов имеют общие черты, которые позволяют использовать их для прогноза подобных узлов, вмещающих крупные месторождения золота.

Вопросами использования методов дистанционного зондирования для прогнозирования золоторудных месторождений последние несколько десятилетий занимаются многие исследователи в России и за рубежом. Эффективность их применения высока при камеральной обработке материалов как на этапе подготовки к полевому сезону, так и при обобщении результатов полевых работ. При относительно невысокой стоимости по сравнению с наземными работами эти методы позволяют анализировать большие территории, выявлять прогнозные признаки и осуществлять прогнозирование на разных уровнях генерализации, в данном случае на локальном. Характерной информацией, выделяемой на данном уровне генерализации в конкретных геологических и ландшафтных условиях, является структурно-тектоническая.

Разрабатываемые в течение последнего десятилетия космоструктурные прогнозные критерии различных уровней генерализации (известные также как космоструктурные прогнозные модели) позволяют прогнозировать соответствующие рудные таксоны. Космоструктурные прогнозные критерии разрабатывались НИИКАМ для различных металлов — Au, Ag, Pt, Cu, Ni и др.

Для Верхояно-Колымской складчатой системы в настоящее время актуально выделение перспективных на золото территорий, по размерам соответствующих рудным узлам. Под рудными узлами понимаются относительно изометричные или неправильной формы рудоносные площади, включающие генетически связанные рудные поля, четко выделяющиеся на фоне слабоминерализованных или безрудных площадей [8].

Исследуемые в данной работе рудные узлы расположены в пермских, триасовых и юрских терригенных толщах Верхояно-Колымской складчатой системы (рис. 1).

Нежданинский рудный узел находится на севере Южно-Верхоянского синклинория, Бадран-

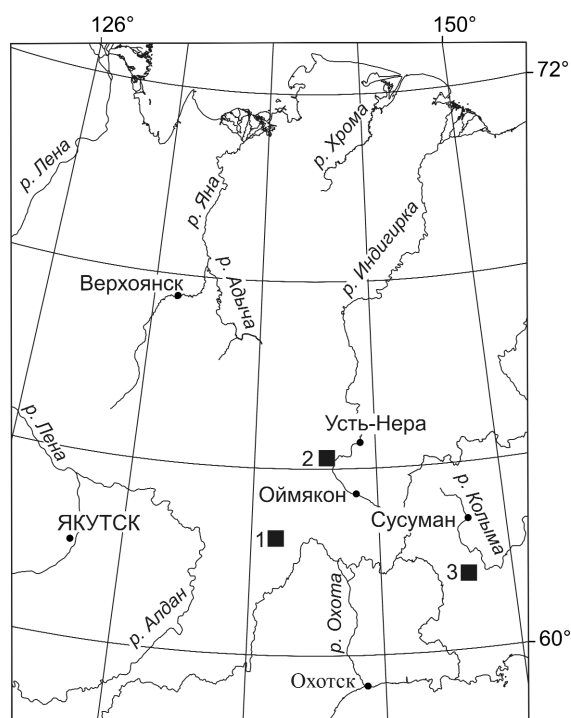


Рис. 1. Схема размещения известных золоторудных узлов в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы:

1 — Нежданинский, 2 — Бадранский, 3 — Омчакский



Рис. 2. Космоструктурная схема Нежданинского рудного узла:

1 — линейные, 2 — дуговые и кольцевые структуры; 3 — основные зоны разломов; 4 — месторождения и проявления золота (а — крупные (Нежданинское), б — малые, в — точки минерализации); 5 — граница рудного узла, по [4]

ский — в пределах Эльгинского складчато-глыбового поднятия во фронтальной части Адыча-Тарынской зоны надвигов, Омчакский, включающий Наталкинское месторождение, — на площади Аян-Юрхского антиклинория.

Территория Верхояно-Колымской складчатой системы (или отдельные ее области) неоднократно изучалась методами дистанционного зондирования. В основном это были мелкомасштабные исследования (Л.А. и Б.А.Снятковы, А.В.Доливо-Добровольский, А.В.Перцов, С.И.Турченко, Г.В.Гальперов и др.). Ю.Н.Серокуровым и В.Д.Калмыковым (2004) изучен Омчакский золоторудный район, вмещающий крупное Наталкинское месторождение золота. Автором совместно с Г.В.Гальперовым (2006) на региональном уровне генерализации изучены Нежданинское и Наталкинское месторождения золота.

Главные этапы работ с материалами космических съемок — подготовка материалов, космоструктурное дешифрирование с выделением основных структурных элементов, выявление критериев размещения рудных узлов.

На этапе подготовки материалов производится отбор космических снимков и компьютерный монтаж их в единое изображение в рабочей проекции. Как правило, для структурного дешифрирования подбираются снимки летнего периода. Главным условием является минимальное количество помех, таких как технические дефекты, облачность, снег и т.п. Дешифрирование проводится по стандартной методике [1] с выделением линейных и кольцевых (дуговых) структур. Результаты дешифрирования сводятся в схемы космоструктурного дешифрирования.

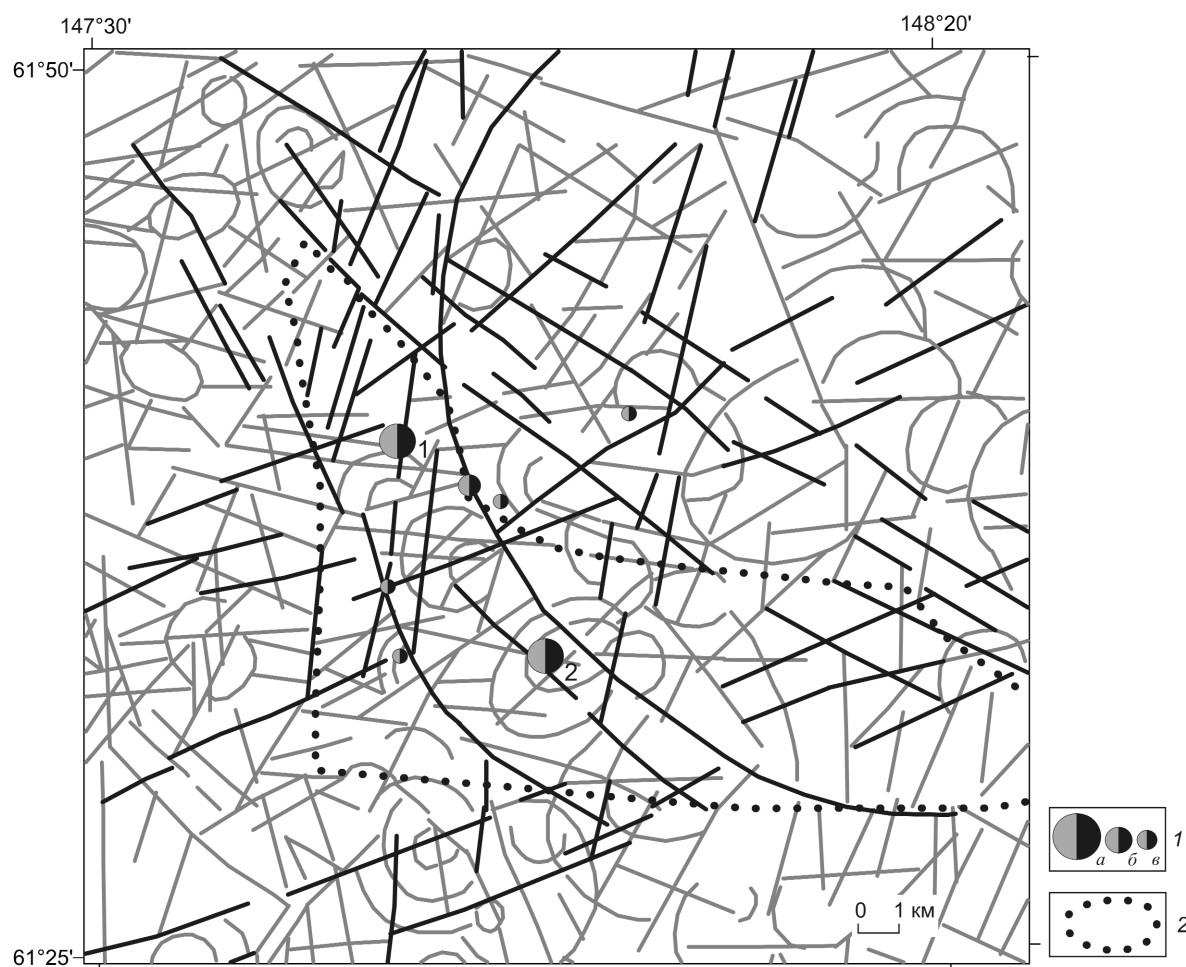


Рис. 3. Космоструктурная схема Омчакского рудного узла:

1 — месторождения золота (а — крупные (1 — Наталкинское, 2 — Павлик), б — средние (Омчакское), в — малые); 2 — граница рудного узла, по С.Ф. Стружкову и др., 2006; остальные усл. обозн. см. рис. 2

На следующем этапе выделяются главные структурные элементы, к которым обычно относятся наиболее протяженные разломы, зоны разломов, крупные кольцевые и дуговые структуры.

Далее схема космоструктурного дешифрирования сопоставляется с металлогеническими данными с карт полезных ископаемых или других специализированных карт. Определяются структурные элементы, имеющие пространственную связь с металлогеническими таксонами соответствующего ранга (в нашем случае с рудными узлами). Выявленные критерии используются при прогнозировании.

В работе рассматриваются золоторудные узлы, относящиеся к наиболее распространенной в регионе золото-кварцевой рудной формации [5].

Нежданнинский золоторудный узел расположен в северной части хребта Сетте-Дабан на севере Южно-Верхоянского синклинория в пределах метамор-

фического пояса. Включает рудное поле одного из крупнейших в России Нежданнинского золоторудного месторождения и магматические образования по его периферии — Курумский гранит-гранодиоритовый интрузив и Гельдинскую группу диоритовых штоков. Контролируется субмеридиональной зоной разрывов Кидерикинского разлома и приурочен к присводовой части Дыбинской брахиантклинали, сложенной пермскими песчано-сланцевыми отложениями верхоянского комплекса. Нижнепермские породы рудовмещающей терригенной толщи метаморфизованы до фации филлитов с образованием кварц-хлорит-серицит-альбитового парагенезиса [2].

Структурная позиция рудоносного Нежданнинского узла определяется как место пересечения трех региональных разломов северо-восточного, меридионального и широтного простираний в месте замыкания и разворота антиклинальной складки. На-

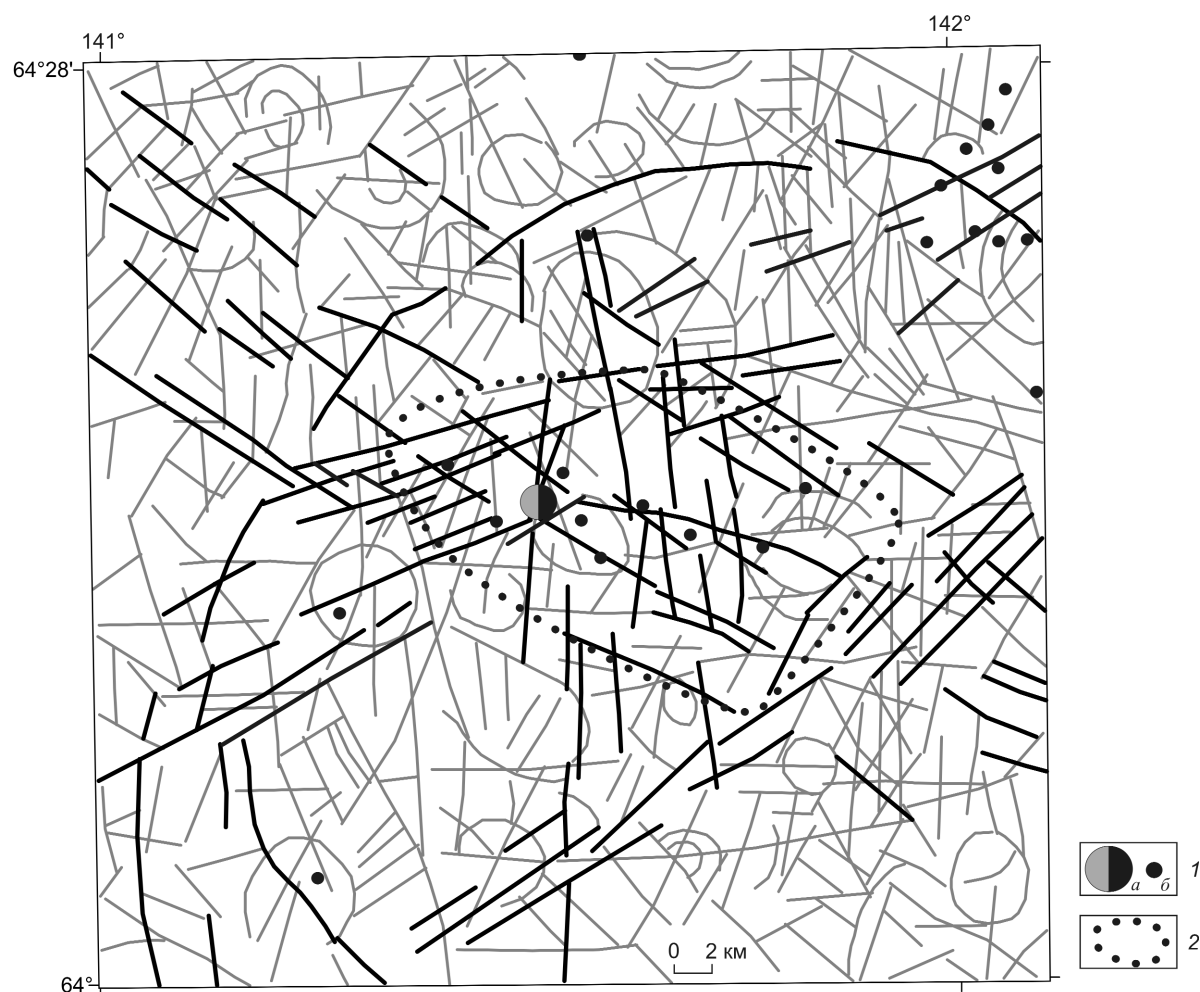


Рис. 4. Космоструктурная схема Бадранского рудного узла:

1 — месторождения и проявления золота (*a* — Бадранское, *б* — проявления); 2 — граница Бадранского рудного узла по данным дешифрирования; остальные усл. обозн. см. рис. 2

иболее четко проявлен северо-восточный разлом, представляющий собой сложно построенный правый сдвиг с амплитудой смещения в 2,5 км. Он прослеживается на протяжении 300 км, имеет в общем северо-восточное (60°) простирание [5].

По данным дешифрирования на космоструктурной схеме (рис. 2) выделены зоны разломов субмеридионального, субширотного и восток-северо-восточного простираний. Субмеридиональная зона разломов имеет ширину 10–12 км и постепенно сужается к югу. Субширотная и восток-северо-восточные зоны разломов при ширине 6–7 км протягиваются более чем на 50 км.

Таким образом, Нежданский рудный узел расположен в пределах субмеридиональной зоны, совпадающей с основным направлением складчатости Сетте-Дабанской ветви Верхояно-Колымской

складчатой системы, ограничен с севера субширотной, а с юга восток-северо-восточной зонами разломов. Субширотная зона является фрагментом Среднеуральско-Шелиховского линеамента регионального уровня генерализации [6]. Кроме того, Нежданский рудный узел захватывает часть крупной кольцевой структуры (50 км) с Нежданским месторождением [3].

Омчакский рудный узел находится в Верхне-Колымском нагорье в пределах Тенькинского рудного района, являющегося частью Аян-Юряхской металлогенической зоны. Зона представляет собой линейный блок земной коры, ограниченный двумя рудоконтролирующими линеаментами мезозой — Тенькинским (Омчакским) и Чай-Юрюинским глубинными разломами. Аян-Юряхский антиклинорий, сложенный пермскими терригенными отложе-

ниями, вычленяется указанными продольными разломами на фоне региональных структур. С северо-запада и юго-востока рудный район ограничен системами субмеридиональных долгоживущих разломов, отраженных гравитационными ступенями фундамента, и окаймляется по периферии гранитоидными массивами позднеюрского – раннемелового возраста, большая часть которых по геофизическим данным предполагается на глубине, где они соединяются в единый пояс с вертикальной протяженностью 8–10 км. От массивов вдоль разломов ответвляются крупные апофизы. В их фронтальных частях размещаются рудные узлы, в том числе Омчакский, включающий Наталкинское месторождение. Омчакский рудный узел расположен вдоль одного из продольных блокообразующих разломов [5]. В его пределах известны месторождения Наталкинское, Омчакское и Павлик, а также несколько проявлений золота. Месторождение Наталкинское является представителем большеобъемных штокверковых золото-кварцевых объектов.

На космоструктурной схеме (рис. 3) выделены зоны разломов северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний. Северо-западная зона совпадает по простиранию с направлением складчатости, имеет ширину около 15 км и протяженность более 70 км. Северо-восточная зона шириной ~12 км протягивается более чем на 40 км. Рудный узел пересекают две субмеридиональные зоны шириной 4–6 км, причем западная более насыщена разломами и отличается большей шириной. Субширотные разломы развиты повсеместно и не образуют зон.

Позиция Омчакского рудного узла по данным дешифрирования (см. рис. 3) определяется участком пересечения зон разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Кроме того, положение рудного узла определяется приуроченностью к внешнему поясу дуговой структуры радиусом ~30 км.

Бадранский рудный узел расположен в пределах Яно-Оймяконского нагорья в бассейне р. Эльга. Приурочен к Бадран-Эгеляхскому разлому Мугурдах-Селериканской зоны разрывов, прослеживаемой в северо-западном направлении (с отклонением на отдельных участках к широтному простиранию). Наиболее крупный объект узла — месторождение Бадран, относящееся к золото-кварцевой формации.

Для района месторождения Бадран характерны широкие пологие антиклинальные структуры и разделяющие их узкие щелевидные синклинали, что свойственно в целом пологим дислокациям Эльгинского района. Увеличение углов падения слоистости, интенсивные деформации приурочены к зо-

нам крупных разрывных нарушений. Главные рудные тела месторождения Бадран сосредоточены в зоне Надвиговая, представляющей собой минерализованный участок (~6 км) Бадран-Эгеляхского взбросо-надвига. Его протяженность более 20 км, амплитуда перемещения по нему 600–800 м, угол падения сместителя 10–40° [7].

На космоструктурной схеме (рис. 4) выделены зоны разломов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний. Северо-западная зона разломов, наиболее выдержанная по ширине 10–17 км, протягивается более чем на 100 км и совпадает по простиранию со складчатостями структурами. Субмеридиональная зона имеет ширину 10–12 км в средней части, в месте пересечения с северо-западной зоной, на юге она прослеживается в виде одиночных разломов. Зоны северо-восточного простирания имеют протяженность более 70 км при ширине от 4 до 7 км, являются транзитными и, по-видимому, входят в состав зон регионального уровня генерализации. В местах пересечения с северо-западной зоной разломов они меняют ширину и простирание (см. рис. 4).

Бадранский рудный узел по данным дешифрирования расположен в пределах зоны разломов северо-западного простирания, совпадающей с основным направлением складчатости Эльгинского складчато-глыбового поднятия. Его северо-западная и юго-восточная границы представлены зонами разломов северо-восточного простирания. Все описанные зоны по отношению к рудному узлу являются транзитными, простираясь более чем на 100 км каждая. Помимо указанных зон разломов, положение рудного узла обусловлено субмеридиональной зоной разломов длиной более 70 км, а также его приуроченностью к внутренней части дуговой структуры радиусом ~35 км.

Сравнивая космоструктурные позиции изученных рудных узлов, отметим черты их сходства.

Во-первых, рудные узлы приурочены к кольцевой (Нежданинский) или дуговым (Омчакский и Бадранский) структурам, имеющим близкие размеры (радиус 25–35 км). В плане кольцевые структуры такого размера отвечают, вероятно, внутрикоровым очагам тектономагматической активизации, находящимся на глубине 25–30 км [9]. Свидетельством близости очага могут быть проявленные в пределах Нежданинского и Омчакского рудных узлов интрузии гранитов и гранодиоритов. В данном случае рудные узлы тяготеют к периферическим частям очаговой структуры. Таким образом, приуроченность рудного узла к той или иной части дуговой и кольцевой структур с радиусом 25–30 км можно объяснить близостью тектономагматического очага к поверхности.

Во-вторых, положение рудных узлов определяется зонами разломов, имеющими такое же простираание, как и складчатые структуры. Возможно сочетание структурного и литологического факторов. Литологический фактор определяет наличие благоприятной толщи, а структурно-тектонический — достаточного количества соскладчатых, рудовмещающих разрывных нарушений.

В-третьих, границы рудных узлов ограничены протяженными (более 70–100 км) поперечными зонами разломов и, по-видимому, имеют глубокое заложение.

Подводя итог, заметим, что космоструктурные критерии исследованных золоторудных узлов имеют общие черты, которые позволяют использовать их для прогноза перспективных золоторудных узлов, вмещающих крупные месторождения золота. Основные прогнозные критерии, выявленные по данным дешифрирования, — приуроченность рудного узла к кольцевой или дуговой структурам радиусом 25–35 км; положение рудного узла в зоне разломов, простираание которой совпадает с простираанием складчатости; закономерная связь границ рудных узлов с протяженными поперечными зонами разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аэрокосмические методы геологических исследований* / Под ред. А.В.Перцова. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
2. *Бахарев А.Г., Алпатов В.В., Зайцев А.И.* Геолого-генетическая модель Нежданнинской золотоносной рудно-магматической системы // *Отечественная геология*. 2002. № 4. С. 3–7.
3. *Гальперов Г.В., Журавлев Е.А., Константинов М.М., Аристов В.В.* Космоструктурное моделирование золоторудных районов и узлов Верхоянской и Яно-Колымской складчатых систем // *Руды и металлы*. 2006. № 5. С. 19–22.
4. *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-54, 55 — Оймякон, О-55. Карта полезных ископаемых. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
5. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. — М.: Научный мир, 2000.
6. *Космический образ России: уникальная минерагения крупнейших линейментов* / А.В.Перцов, Г.В.Гальперов, В.С.Антипов и др. // *Отечественная геология*. 2000. № 6. С. 29–32.
7. *Попов А.Л.* Зональность золоторудного месторождения Бадран (Восточная Якутия) // *Ежемесячный производственно-технический бюллетень*. 1994. Колыма. № 9–10. С. 24–28.
8. *Пространственные металлогенетические таксоны*. Серия «Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». Справочное пособие / В.И.Ваганов, А.Г.Волчков и др. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
9. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.* Структурная позиция Наталкинского золоторудного поля по материалам анализа космических снимков // *Руды и металлы*. 2004. № 6. С. 5–12.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (571.56)

Г.С.Анисимова, Р.И.Протопопов, 2009

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ РУД ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЬЮН, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

Г.С.Анисимова (ИГАБМ СО РАН), Р.И.Протопопов (ЗАО «Янская горнодобывающая компания»)

Месторождение Вьюн расположено в Адычанском районе Восточной Якутии. В ортогональной системе поперечных нарушений к покровно-складчатым структурам Чаркы-Инди-гирского надвига локализована дайка гранодиорит-порфиоров. Вдоль ее контактов с верхне-триасовыми терригенными породами залегает крутопадающая минерализованная зона смятия с протяженными золото-кварцевыми полосчатыми жилами. Промышленная золотоносность руд определяется Au-пирит-арсенипиритовым и Au-халькопирит-галенитовым парагенезисами. Самородное золото легкообогатимое (извлекаемость гравитационным способом 70–75%), мелкого, среднего классов крупности, проба 570–910‰. Ртутоносность золота и ассоциация электрума с Ag сульфосолями оценивается как признак телескопирования руд. Формирование месторождения происходило при синхронном развитии покровно-надвиговых структур.

Золоторудное месторождение Вьюн — составная часть Эльгенджинского рудного узла Адычанской золотоносной зоны — находится в 250 км к юго-востоку от пос. Батагай. Рельеф района средневысокогорный, сильно расчлененный с каньонистыми водотоками, свойственный горной цепи хребта Черского.

Месторождение располагается в 2 км юго-западнее от северо-западного продолжения Чаркы-Инди-гирского надвига, разграничивающего Кулар-Нерский сланцевый пояс и Иньяли-Дебинский синклинорий [3]. Отличительным его признаком является локализация жил и минерализованной зоны в поперечном разломе, субнормально к генеральному направлению складчато-надвиговых структур и Чаркы-Инди-гирского надвига. Данная особенность характеризует все известные рудопроявления и месторождения в параавтохтоне Чаркы-Инди-гирского (Чай-Юрьинского) надвига Восточной Якутии. Как правило, компактные жильные зоны и одиночные жилы приурочены к дайкам или тектоническим нарушениям в терригенных породах. Таковы месторождения (рудопроявления) Вьюн, Пластун, Южное, Дайковое, Билэр, Сетакчан, Курун-Агалык,

Барн и др. Данные объекты обычно относят к малотоннажным месторождениям.

Средне-верхнетриасовые осадочные породы района представлены темно-серыми, углистыми ($C_{орг}$ 1–3%), слабометаморфизованными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Интрузивные образования проявлены в виде небольших штокообразных массивов раннемеловой гранит-гранодиоритовой формации, а также позднеюрских и меловых даек диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диабазов, долеритов и лампрофиров [1]. Месторождение приурочено к надынтрузивной зоне нескрытого гранитоидного массива с предполагаемой глубиной залегания до 2 км.

Золотоносная сульфидно-кварцевая жила месторождения Вьюн выявлена геологами Л.П.Комаровой и Ф.И.Шатровым в 70-х годах прошлого столетия. Позднее проведены поисково-оценочные работы с проходкой поверхностных горных выработок. В начале 90-х годов под руководством Н.Э.Тямисова (ГУГГП «Янгеология») была принята разведка месторождения с прохождением первой штольни. В 2005 г. разведочные работы во-

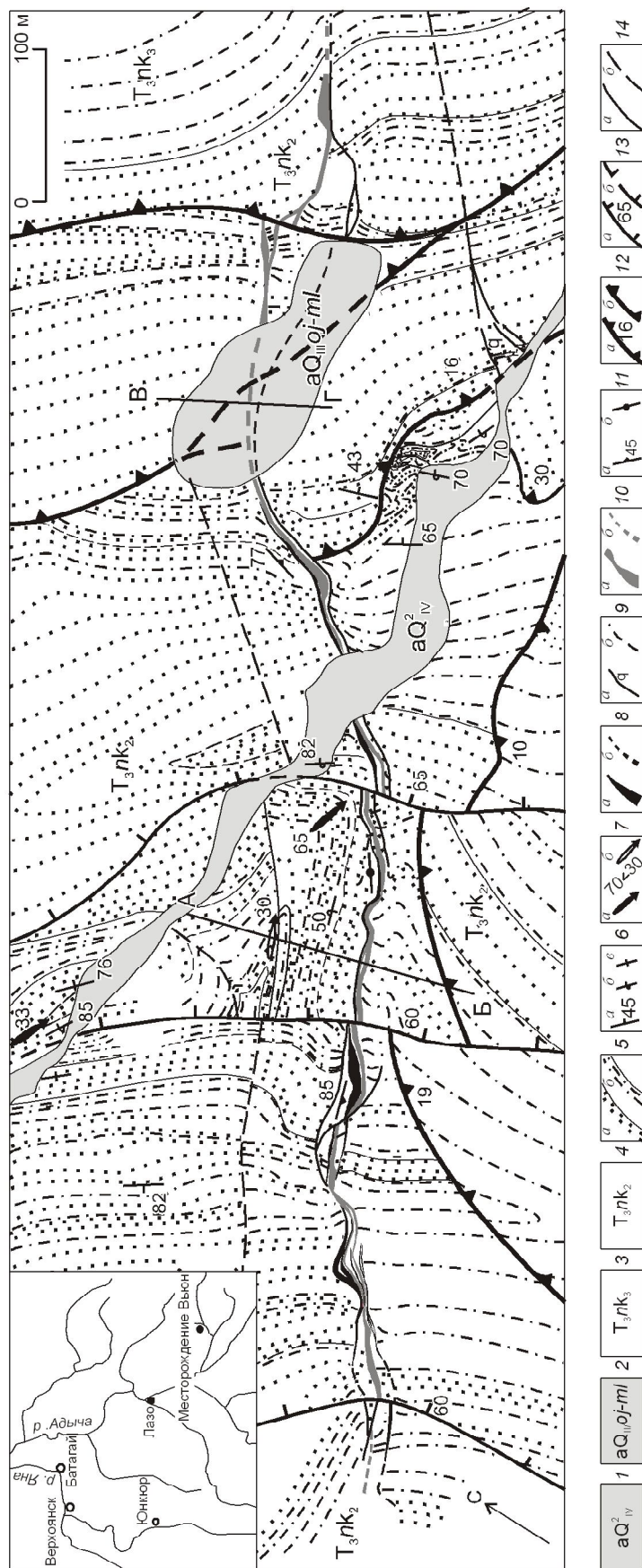


Рис. 1. Геологический план золоторудного месторождения Вьюн:

четвертичные отложения: 1 — современные аллювиальные отложения, 2 — верхнее звено плейстоцена; ойгосские и молотковские горизонты нерасчлененные, аллювиальные отложения (галечники, пески, валуны, алевролиты); триасовая система, някуньинская свита: 3 — верхняя подсвита — алевролиты, реже песчаники, аргиллиты, 4 — средняя подсвита — преимущественно песчаники, реже алевролиты и аргиллиты; 5 — литологический состав пород (*a* — песчаники, *б* — алевролиты, реже аргиллиты); *б* — залежание пластов осадочных пород (*a* — нормальное, *б* — опрокинутое, *в* — вертикальное); 7 — оси складок, направления их уклона, элементы залегания (*a* — антиклинали, *б* — синклинали); 8 — рудное тело (*a* — достоверное, *б* — предполагаемое); 9 — отдельные кварцевые жилы (*a* — установленные, с опережающими прожилками, *б* — предполагаемые); 10 — дайка гранодиорит порфиров (*a* — достоверная, *б* — предполагаемая); 11 — залежание контактов жильных и интрузивных тел (*a* — наклонное, *б* — вертикальное); 12 — главные надвиги, шарьяжи, угол их наклона (*a* — достоверные, *б* — предполагаемые); 13 — взбросы, взбросо-надвиги, угол их наклона (*a* — достоверные, *б* — предполагаемые); 14 — второстепенные и мелкие разрывные нарушения (*a* — достоверные, *б* — предполагаемые); А-Б, В-Г — линии разрезов на рис. 2

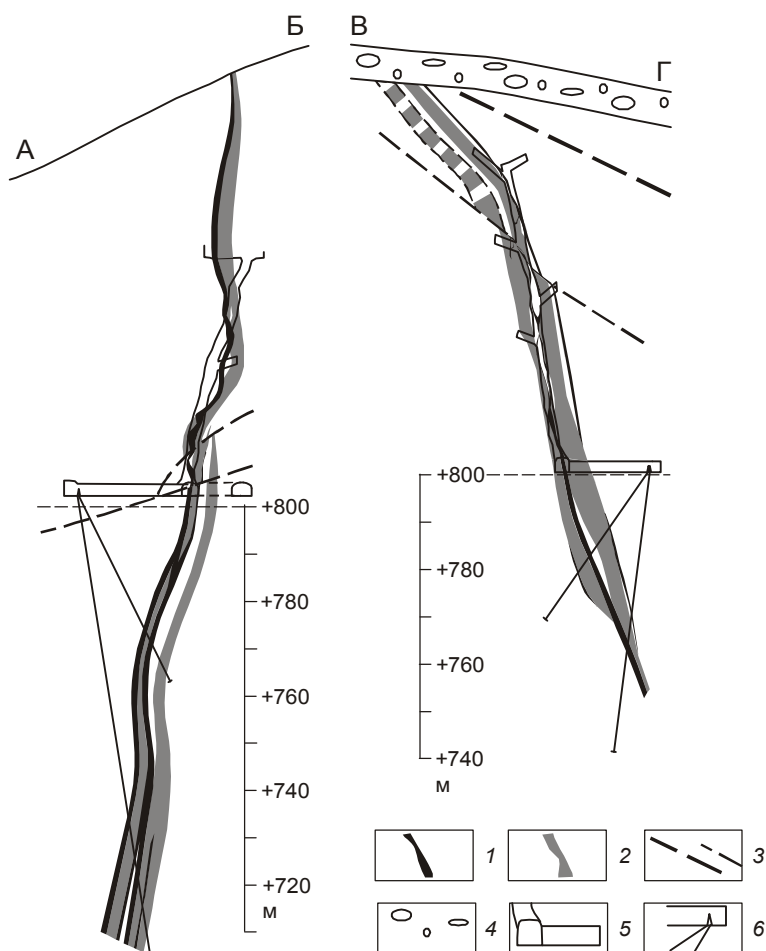


Рис. 2. Морфология рудной зоны и рудных тел месторождения на разрезах по линиям А–Б и В–Г:

1 — золото-кварцевая жила; 2 — дайка гранодиорит-порфиров; 3 — разрывные нарушения взбросо-надвиговой кинематики; 4 — отложения по-кольной террасы; 5 — подземные горные выработки (штольня, восстающий, буровая камера); 6 — скважины подземного колонкового бурения

зобновлены ЗАО «Янская горнодобывающая компания» (дочернее предприятие ОАО «Нижне-Ленское»).

Месторождение разведано канавами, штольнями с рассечками и восстающими на двух горизонтах, скважинами из подземных горных выработок и с поверхности на глубину до 200 м.

Структура месторождения Вьюн. Месторождение представлено минерализованной зоной протяженностью до 1 км, образованной стержневой дайкой гранодиорит-порфиров. Она контролирует позицию золото-кварцевых жил, лежащих параллельно вдоль обоих контактов, иногда пересекающих дайку. Крутопадающая (60–80°) рудная зона имеет северо-восточное простирание с азимутом 40–50°, переходящее на 70° на северо-восточном фланге. По паде-

нию рудная зона прослежена на 200 м от наиболее высокой гипсометрической отметки и на 100 м от наиболее низкой. Мощность дайки 2–8 м. Рудные жилы на ее северо-восточном фланге удалены на 30–40 м от тела дайки. Вмещающие породы представлены верхнетриасовыми песчаниками и алевролитами, реже глинистыми сланцами някуньинской свиты (рис. 1, 2).

Структура месторождения обусловлена тектоническими факторами. Минерализованная зона и рудные тела имеют крутопадающее залегание под углами 75–80° с небольшими изгибами. Причем ниже приповерхностных, на более глубоких горизонтах, рудная зона падает в северо-западном направлении, а к северо-востоку от центра падение меняется на юго-восточное под углами 75–77° и до 47° в верхнем приповерхностном горизонте (см. рис. 1, 2). Такой же изгиб рудных жил и дайки гранодиорит-порфиров наблюдается и на верхнем приповерхностном горизонте центральной части месторождения. Это свидетельствует о том, что рудная зона, состоящая из дайки гранодиорит-порфиров и кварцевых жил, претерпела неоднократные тектонические деформации взбросовой и сдвиговой направленности.

На северо-восточном фланге рудной зоны вмещающие толщи пересекаются типичными покровно-надвиговыми структурами. В триасовых отложениях широко развиты опрокинутые в юго-западном направлении складчатые структуры, изгибы их вдоль рудной зоны с формированием круто погружающихся складок под углом до 65° (см. рис. 1). Структурные элементы показывают, что вектор тангенциального давления вдоль покровно-надвиговой плоскости изменялся относительно рудной зоны от продольного направления до косого под углом ~30°. Это обусловило изгиб и сдвиговые смещения жил относительно друг друга с образованием систем трещин растяжения, которые выполнялись прожилками и жилами (рис. 3, 4). Со сдвиговыми смещениями вдоль рудной зоны связаны и круто погружающиеся складки толщ. По-видимому, в таких же условиях образовывалось тупое выклинивание рудных жил

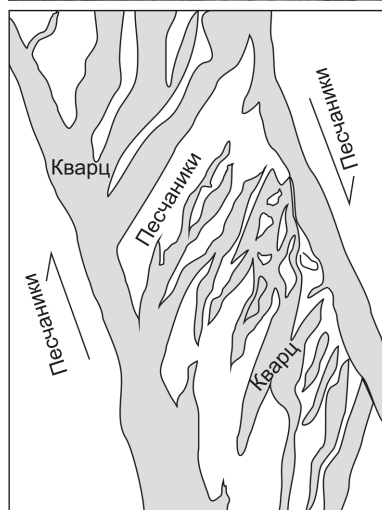


Рис. 3. Структура золото-кварцевого рудного тела:

вмещающие породы представлены песчаником с прослоями алевролитов

в местах их сочленения с продольными нарушениями в пластичной среде (рис. 5).

Таким образом, изгибы рудных тел и дайки, а именно изменение их падения с северо-восточного на юго-западное определяется линейной складчато-надвиговой структурой. Непосредственно в автохтоне надвиговой зоны и установлены наиболее обогащенные золотом рудные столбы. Можно выделить пять рудных столбов северо-восточного погружения, разделенных взбросами с зонами разубоживания. При этом, вероятно, синхронное с формированием шарьяжно-надвиговых разломов поступление рудоносного раствора привело к обогащению кварцевых жил и рудных столбов северо-восточного погружения. Региональные тангенциальные тектонические напряжения III фазы (поздне-

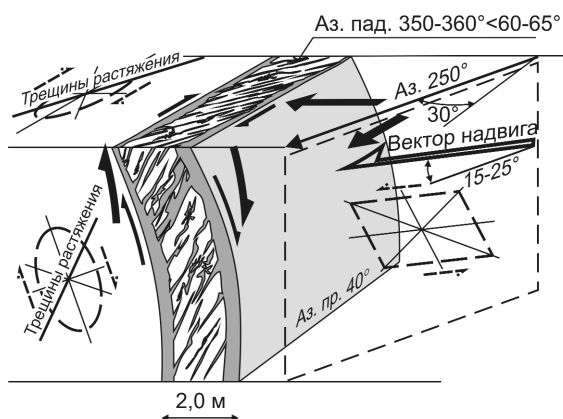


Рис. 4. Механизм образования золото-кварцевой жилы в условиях синхронного с рудообразованием надвигового тектогенеза:

изгиб рудных жил под воздействием составляющих векторов тектонического напряжения тангенциально-надвиговой кинематики

коллизийной, магматогенно-гидротермальной (поперечных рядов) позднемезозойского субдукционно-коллизийного этапа [4, 5] вызвали развитие поперечных трещин растяжения в уплотненной литосфере. По ним и осуществлялось движение рудоносных растворов за счет мобилизации рудных элементов из вмещающей среды с их генерацией в гипабиссальных надвиговых зонах. В процессе мобильного тектогенеза продольные складчато-надвиговые структуры сыграли рудолокализирующую роль в узлах их пересечения поперечными рудоносными зонами. Представляется, что дайка служила подводящим каналом, вдоль которого формирова-

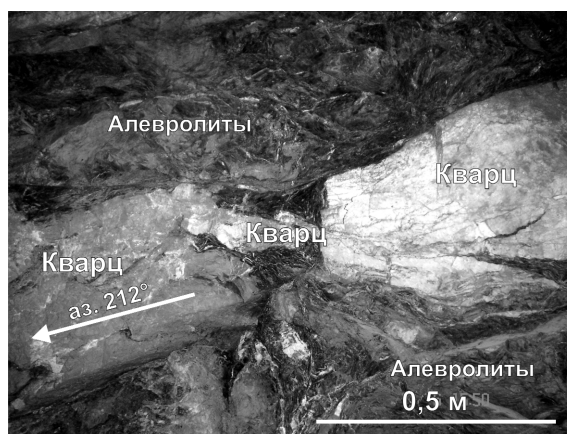


Рис. 5. Будинаж и выклинивание кварцевой жилы при сочленении с продольными нарушениями среди деформированных алевролитов (кровля штольни)

лась трещиноватость растяжения ввиду анизотропии физико-механических свойств рудовмещающих пород.

Морфология рудных тел. Морфологически рудные тела характеризуются довольно выдержанной по простиранию и падению слабоизвилистой формой. Их мощность в среднем 1 м с раздувами и сужениями в пределах 0,2–5 м. На отдельных интервалах наблюдается четковидное выклинивание руд. Внутри минерализованной зоны рудные тела сложены сопряженными и субпараллельными, иногда с оперяющими прожилками, полосчатыми и массивными кварцевыми жилами. Отмечаются сдвоенные и строенные кварцевые жилы, расщепляющиеся и сходящиеся по простиранию вплоть до выклинивания. Кварцевые прожилки развиты по секущей системе трещин и обычно смыкаются с главными жилами. По такой же системе трещин зоны прожилкования переходят в сопряженные жилы (рис. 6; см. рис. 3, 4). Между жилами иногда наблюдается брекчирование будинированных пород с последующим метасоматическим замещением кварцем. Контакты рудоносных кварцевых жил отчетливые.

Кварц рудных жил молочно-белый, желтоватый, зернистый, массивный и полосчатый, участками брекчиевидный, редко друзовидный. Сульфидная минерализация в золото-кварцевых рудных телах составляет до 3% и представлена неравномерной вкрапленностью и маломощными (0,5–5 мм) прожилками и просечками сульфидов, среди которых доминирует арсенопирит (60–74%). Пирит составляет 8–12%, галенит до 2,46%, халькопирит до 1,9%, редко встречаются сфалерит (до 1%) и блеклые руды. Содержание золота в разведочных сечениях изменяется от первых до 190 г/т (в среднем 8–14 г/т), часто наблюдается видимое золото размером до 3 мм. Серебро отмечается в пределах первых грамм на 1 т.

По запасам категорий C_1 и C_2 месторождение в данный момент можно отнести к мелкотоннажному с перспективой перевода при доразведке глубоких горизонтов (300–400 м) в месторождение со средними запасами. С учетом прогнозных ресурсов также можно ожидать прирост запасов на 30%.

Полосчатая текстура рудоносной кварцевой жилы обусловлена распределением сульфидов по сутурным и стилолитовым швам минерализованной глинки трения. Последние имеют согласное направление с контактами жилы и плоскостями поперечных разрывных нарушений, часто с зеркалами скольжения по углисто-глинистому материалу (см. рис. 6). Полосчатые текстуры руд априори считались типичными для согласных и стратоидных

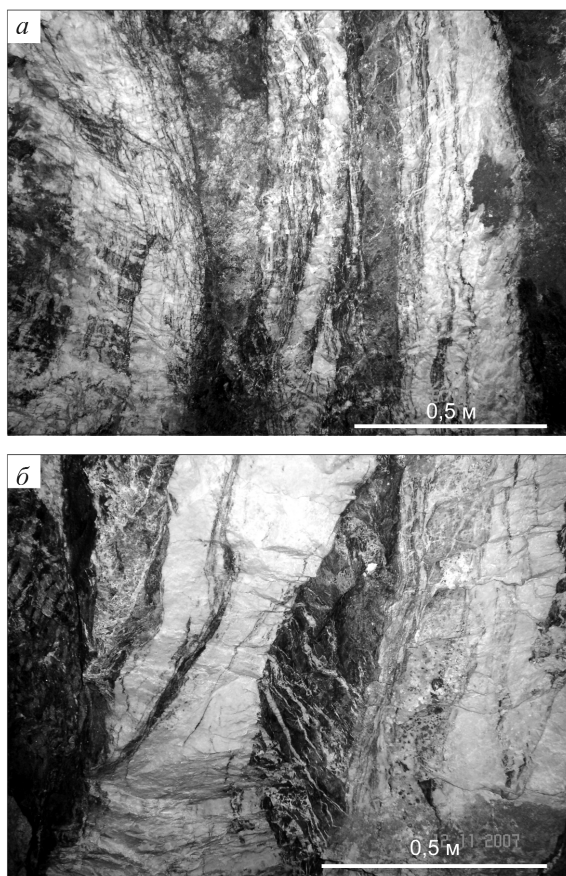


Рис. 6. Полосчатое строение жил:

кровля штольни: *a* — сближенные золото-кварцевые жилы типичной полосчатой текстуры; *б* — характерное полосчатое строение жил, сопряженных системой прожилков

кварцевых жил [2, 6] — весьма распространенного морфотипа золоторудной минерализации Яно-Колымского пояса. Однако подавляющее число кварцевых жил в тектонически проработанных поперечных структурах продольного Чаркы-Индибирского надвига отличается более рельефно выраженным полосчатым строением, аналогичным таковому в кварцево-жильных зонах Нежданнинского месторождения и других рудопроявлений. По-видимому, формирование жилы происходило по неоднократно раскрывающимся трещинам при пульсирующем поступлении гидротермального раствора.

Рудовмещающие толщи и околорудные изменения пород. При видимом разнообразии рудовмещающего комплекса пород месторождения Вьюн метаморфогенные и гидротермально-метасоматические изменения достаточно однородны. Наиболее древние верхнетриасовые отложения представлены преимущественно глинистой толщей алевролитов и глинистых сланцев, слагающей параавтохтон Чар-

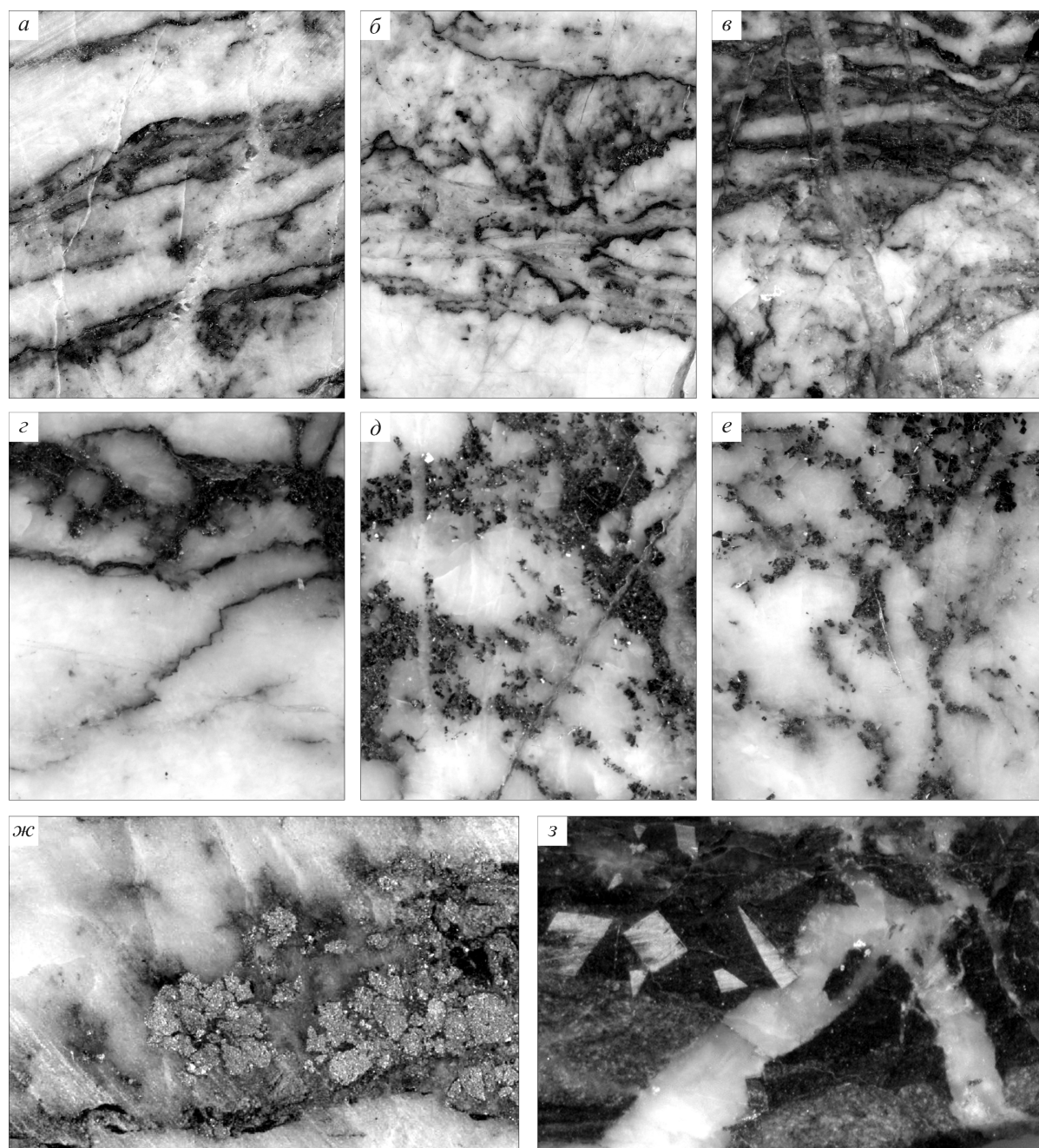


Рис. 7. Текстуры руд месторождения Вьюн:

а — тонкополосчатая (вкрапления сульфидов, золота в углистом материале), *б* — стилолитовые швы с вкрапленностью сульфидов в кварце, *в* — грубополосчатые руды пересекаются поздним кварцем, *г* — обособления халькопирита и углистого материала среди кварца, *д* — кучные выделения сульфидов и золота секутся поздними прожилками кварца, *е* — тонковкрапленная текстура руды, *жс* — прожилково-вкрапленная текстура руды, *з* — метасоматическая вкрапленность метакристаллов пирита и арсенопирита в окварцованном алевролите; ув. в 2 раза

кы-Индибирского надвига. Породы регионально метаморфизованы в хлорит-серицит-карбонатной субфации зеленосланцевой фации, интенсивно рассланцеваны и будинированы. Вдоль экзоконтакта минерализованной дайки установлены фрагменты

полос ороговикованных пород с узловатыми обособлениями кордиерита. На них наложены более поздние гидротермально-метасоматические преобразования типа березитизации, связанные с околожилными изменениями кварцевых жил.

1. Схема последовательности минералообразования месторождения Вьюн

Этапы Стадии	Гипогенный			Поздняя	Гипергенный
	Ранняя	Средняя	Поздняя		
Минеральные ассоциации	Метасоматического пирита и арсенопирита	Пирит-арсенопирит-кварцевая жильного выполнения	Халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая	Блеклорудно-кварцевая	Оксидная
Минералы					
Самородное золото	—————	х х х х х х х х	х х х х х х х х
Электрум			х х х х х х х х		
Халькозин			—————	—————	—————
Галенит			х х х х х х х х	х х х х х х х х	
Сфалерит			х х х х х х х х		
Пирротин			
Халькопирит	о о о о о о о о	—————	
Ковеллин					х х х х х х х х
Пирит	х х х х х х х х х х	х х х х х х х х х х	—————	—————	
Марказит				
Арсенопирит	о о о о о о о о о о	о о о о о о о о о о	х х х х х х х х х х	х х х х х х х х х х	
Тетраэдрит				о о о о о о о о о о	
Фрейбергит				о о о о о о о о о о	
Бурнонит			—————	—————	
Кварц	о о о о о о о о о о	о о о о о о о о о о	о о о о о о о о о о	о о о о о о о о о о
Гётит					о о о о о о о о
Кальцит		х х х х х х х х х х	х х х х х х х х х х	х х х х х х х х х х	
Доломит		
Церуссит					—————
Англезит					—————
Серицит	
Хлорит	
Каолинит				
Альбит			

Примечание. ооо — главные, ххх — второстепенные минералы; — — постоянная, . . . — спорадическая примесь.

Секущую минерализованную дайку гранодиорит-порфира характеризуют наиболее интенсивные гидротермально-метасоматические изменения, которые по минералогическому и петрохимическому составу соответствуют типичным березитам. Березитизированные дайки гранитоидного ряда, являющиеся структурными ловушками для золото-кварцевых жил, широко распространены в различных металлогенических зонах Восточной Якутии. В данном случае березиты объединяют такие изменения, как окварцевание, хлоритизацию, серицитизацию, карбонатизацию и сульфидизацию. Хлоритизация проявляется в виде наложенного хлорита трех генераций — от железистых до магнезиальных разновидностей различного агрегатного строения. Серицит-мусковит принадлежит к основным породообразующим минералам и формирует неравномерные по величине чешуйчатые агрегаты. Карбонатизация (иногда до 50% объема породы), скорее всего, занимает промежуточные или внешние

зоны окolorудных изменений, являясь позитивным признаком золотоносности. Отмечаются линейные обособления каолинита и эпидота. Импреньция тонкого пирита пронизывает весь объем березитизированных гранодиорит-порфиров. Коротко-столбчатые метакристаллы призматического арсенопирита размером 0,1–1 мм развиты в зальбандах кварцевых жил на границе с терригенным материалом измененных пород. Сульфиды отличаются повышенной золотоносностью. Изменение химического состава исходных гранодиорит-порфиров при их березитизации выражается прежде всего в выносе кремнезема в количестве ~10% и диоксида натрия. Перераспределение глинозема, диоксида калия и титана сопровождается образованием последовательных генераций серицит-мусковита, хлорита и рутила. Привнос щелочноземельных компонентов и особенно CO₂ вызван углекислотным метасоматозом при формировании синрудной анкеритизации. Химический состав березитизированных гра-

нодиорит-порфиров (вес. %): SiO_2 54,6, TiO_2 0,7, Al_2O_3 15,25, Fe_2O_3 1,32, FeO 4,57, MnO 0,1, MgO 2,7, CaO 5,7, Na_2O 1,58, K_2O 3,25, H_2O 0,17, H_2O^+ 3,64, P_2O_5 0,19, CO_2 6,05, Li_2O 0, Rb_2O 0, S 0,09, F 0,04, сумма 99,76.

Тектурно-структурные особенности и минеральный состав руд. Руды месторождения представлены в основном полосчатой, вкрапленной, гнездово-вкрапленной, прожилково-вкрапленной, реже брекчиевидной и массивной текстурами (рис. 7). Среди структур преобладают зернистые, коррозионные и метазернистые. Жилы сложены преимущественно матово-белой и сероватой разновидностями кварца полосчатой текстуры, которая обусловлена многочисленными включениями реликтов углеродистого материала, глинки трения, песчаников и глинистых сланцев. Несмотря на иногда значительную мощность кварцевых жил, самородное золото обычно локализуется только в узкой призальбандовой полосе кварца. Оно характеризуется крайне неравномерным распределением и относительно мелким классом крупности (0,1–1 мм).

Минеральный состав руд довольно простой. Главным жильным минералом является кварц. Сульфидность руд не превышает 1–3%. Основной рудный минерал — арсенопирит — по-существу сквозной в минерализованных зонах. В зальбандах жил и включениях графитизированного глинистого материала развита метасоматическая вкрапленность разнообразных по морфологии метакристаллов пирита и арсенопирита. Второстепенные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, самородным золотом. Блеклая руда (тетраэдрит, фрейбергит, аргентотетраэдрит) встречается спорадически. Впервые обнаружена сульфосоли свинца — бурнонит. Разработана схема последовательной смены минеральных ассоциаций: ранняя Au-пирит-арсенопирит-кварцевая, средняя Au-халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая и поздняя Au-блеклорудно-кварцевая (табл. 1). Жильные минералы, кроме доминирующего кварца, представлены альбитом, карбонатами, серицитом, хлоритом.

Типоморфные особенности самородного золота. Самородное золото имеет в основном комковидную и комковидно-ветвистую формы. Трещинные выделения металла отмечаются в виде ксеноморфных пластинчатых вкраплений и чешуек, наблюдаются также комковидные частицы, скелетные сростки, клиновидные и неправильные выделения с отпечатками кристаллов других минералов (рис. 8). Спорадически встречаются округло-ограниченные золотины.

Крупность обогащенного гравитационными методами самородного золота характеризуется мелкой размерностью (рис. 9, а).

По данным минераграфических исследований преобладающая масса самородного золота ассоциирует с сульфидами. В основном золото отмечается в ранних пирите и арсенопирите. С поздними галенитом, халькопиритом, сфалеритом, бурнонитом и очень редко с блеклыми рудами благородный металл образует тесные парагенезисы (рис. 10). В то же время, по результатам технологического испытания до 87% самородного золота находится в свободном состоянии, и его извлекаемость из руд при гравитационном обогащении составляет 70–75%. В свободном виде самородное золото приурочено преимущественно к реликтам углефицированных глинистых пород (см. рис. 10, а, б). Микрозондовые рентгеноспектральные исследования показали широкие вариации состава самородного золота от электрума до высокопробного (см. рис. 9, б). Основная масса самородного золота характеризуется средней пробностью (800–899‰). Электрум отмечается спорадически (см. рис. 10, и). В руде пятнисто-вкрапленной текстуры встречается самородное золото серебристо-белого цвета. Благородный металл по трещинкам катаклаза проникает в пирит, иногда в тесном парагенезисе с халькопиритом и галенитом (см. рис. 10, е). Низкопробные (700–799‰) золотины обнаружены в полосчатых высокосульфидных рудах с прожилково-вкрапленными текстурами. Мирмекитовые выделения низкопробного золота наблюдаются в пирите, ассоциирующем с арсенопиритом и галенитом (см. рис. 10, д). Среднепробные золотины доминируют среди изученных зерен самородного золота, ассоциируют со всеми сульфидами, блеклыми рудами и сульфосолями (см. рис. 10, в, з, ж, з), встречаются в рудах различных типов. В пределах чувствительности микрозондового рентгеноспектрального анализа

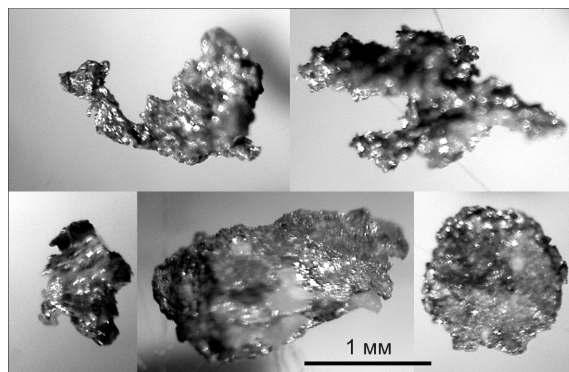


Рис. 8. Морфология самородного золота месторождения Вьбн

2. Содержание Au и Ag в сульфидах
месторождения Вьюн, г/т

Номера образцов	Минералы	Au	Ag
БП122206	Арсенопирит	89,8	6,9
122603	То же	95,5	13,1
127800	»	83,6	8,0
1-1133	»	73,8	10,3
БП303002	»	84,6	6,5
0448	»	104,5	21,9
317600	»	172,9	116,9
3-1392	»	162,6	13,3
БП203402	»	185,8	6,5
216106	»	89,0	5,3
БП231902	»	193,5	3,3
БП233201	»	655,5	9,0
0457	»	141,9	37,0
БП306204	Пирит	712,3	53,1
0340	То же	7526,1	5292,2
0448Д	»	327,7	21,3
3-1392А	Галенит	3169,2	5911,0
3-1392Б	Халькопирит	1187,1	-

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в ИГАБМ СО РАН. Аналитики Н.Н.Олейникова, Н.М.Таюрская

в самородном золоте описываемого месторождения, кроме Ag, определены Hg и Cu. Во всех золотилах $Hg > Cu$. Ртуть по-существу является постоянной типоморфной примесью. Максимальные концентрации Hg (до 0,6%) присущи электруму, т.е. низкопробные золотины более ртутоносны (см. рис. 9, в).

Содержание Au и Ag в сульфидах месторождения определялось атомно-абсорбционным методом. Выявлены довольно высокие концентрации Au в сульфидах в целом по месторождению (табл. 2). Высокие концентрации Au и Ag в пирите, галените и халькопирите, вероятнее всего, объясняются механической примесью самородного золота в сульфидах. Вместе с тем, преобладание серебра над золотом в галените указывает на его иные минеральные формы. Возможно, это субмикроскопические включения серебросодержащих блеклых руд (фрейбергита и аргентотетраэдрита) в сульфиде свинца. Более однородные концентрации благородных металлов отмечаются в арсенопирите, причем содержание серебра везде на порядок ниже, чем концентрация золота. Это соответствует средней пробности металла, которая доминирует по месторождению. Почти одинаковые концентрации Au и Ag в одной пробе (0340) пирита указывают на присутствие электрума в рудах месторождения.

Подчеркнем, что уровень золотоносности сульфидов на месторождении Вьюн выше такового на месторождениях Нежданское, Дуэтское и подобных объектах золото-кварцевой формации Якутии,

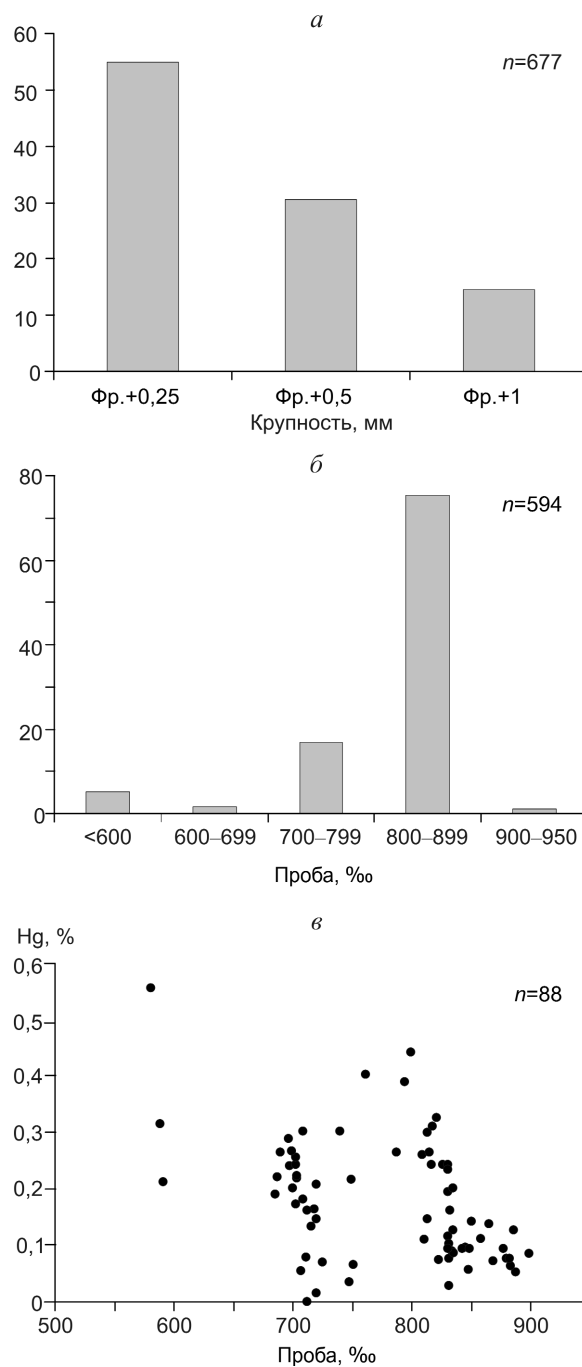


Рис. 9. Гистограммы распределения самородного золота:

а — по крупности, б — по пробе, в — зависимость содержания Hg, % — проба самородного золота месторождения Вьюн; n — число проб

Магаданской области. По этому параметру они сопоставимы с сульфидами золото-сурьмяных месторождений (Сарылах, Сентачан, Кючюс, Майское и др.) и золото-кварцевого месторождения Бадран.

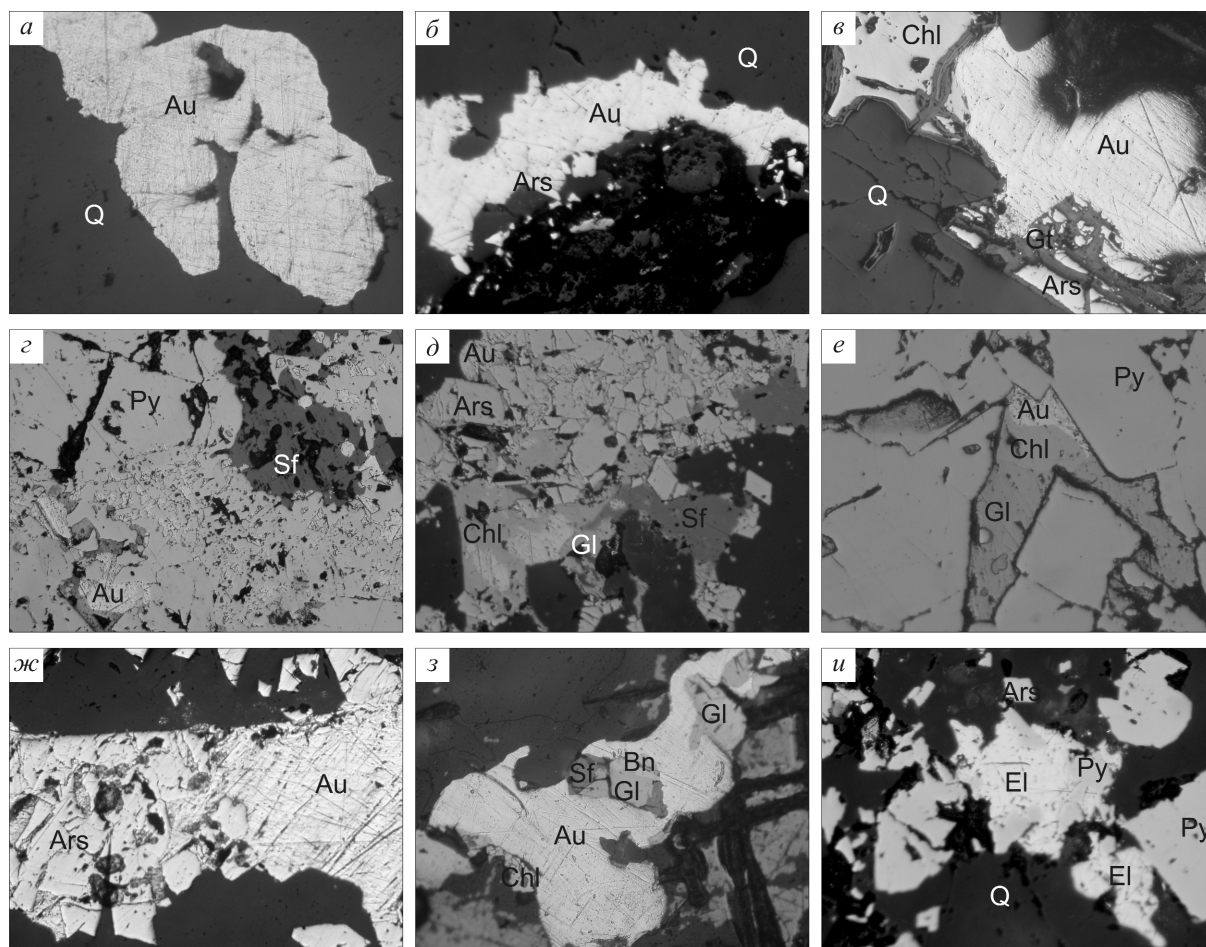


Рис. 10. Ассоциация самородного золота с жильными и рудными минералами на месторождении Выюн:

a — ксеноморфное золото в кварце, ув. 120 раз; *б* — самородное золото с идиоморфными кристаллами арсенопирита и углистым материалом, ув. 120 раз; *в* — замещение самородным золотом халькопирита и реликтов арсенопирита гидроксидами железа в кварце, ув. 120 раз; *г* — мирекитовые выделения золота в пирите и коррозия сфалеритом пирита, ув. 250 раз; *д* — замещение арсенопирита по трещинкам катаклаза самородным золотом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом в кварце, ув. 250 раз; *е* — последовательное замещение пирита галенитом, халькопиритом и самородным золотом, ув. 250 раз; *ж* — замещение самородным золотом раннего арсенопирита, ув. 120 раз; *з* — взаимоотношение самородного золота с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и бурнонитом, ув. 250 раз; *и* — замещение электрумом ранних пирита и арсенопирита в кварце, ув. 250 раз; Q — кварц, Ars — арсенопирит, Chl — халькопирит, Gt — гидроксиды железа, Py — пирит, Sf — сфалерит, Gl — галенит, Bn — бурнонит, El — электрум

Поскольку концентрация Au в сульфидах находится в прямой зависимости от содержания его в руде, можно констатировать, что высокая золотосодержательность сульфидов, выдерживающаяся с глубиной на месторождении Выюн, является благоприятным признаком перспективности оруденения.

Минералогическая зональность. В обеих частях месторождения, разделенных ручьем, присутствует одинаковый набор диагностированных минералов. В юго-западном блоке минерализованной зоны чаще наблюдаются мономинеральные агрегаты с ранними парагенезисами — арсенопиритом и пиритом, отмечается относительно меньшая распространенность поздних минералов. Северо-вос-

точный блок отличается более неоднородным минеральным составом и совмещением разностадийных минеральных ассоциаций. На юго-западе месторождения золото остается стабильно среднепробным. На северо-восточном участке наблюдаются вариации пробы золота от электрума до высокопробной разности. С глубиной проба самородного золота в целом выдерживается на одном уровне. Постоянная ртутистость самородного золота и парагенезис Ag сульфосолей в ассоциации с электрумом являются индикаторами телескопированной эпitherмальной минерализации Au, Ag, Hg сближенного с этими рудоносными зонами Уяндино-Ясачнинского вулканогенного пояса.

Таким образом, на данном этапе изучения месторождения Вьюн можно сделать следующие выводы:

месторождение представлено крутозалегающей с северо-восточным простираем рудной зоной протяженностью до 1 км, сложенной золото-кварцевыми жилами и контролирующей их стержневой дайкой гранодиорит-порфиров;

околорудные изменения — хлоритизация, серицитизация, карбонатизация и сульфидизация — сопоставимы с березитизацией гранодиорит-порфиров и терригенных пород;

руды месторождения представлены в основном полосчатой, вкрапленной, гнездово-вкрапленной, прожилковой, реже брекчиевидной и массивной текстурами;

установлены три стадии эндогенного минералообразования с минеральными ассоциациями — ранняя Au-пирит-арсенопирит-кварцевая, средняя Au-халькопирит-сфалерит-галенитовая и поздняя Au-блеклорудная;

самородное золото характеризуется однообразием морфологии, мелкой и тонкодисперсной размерностью, вариацией пробы от 570 до 910‰, средней пробой 800–899‰;

вкрапленные метакристаллы сульфидов в березитах высокозолотоносны;

механизм образования месторождения обусловлен развитием поперечной по отношению к региональным складчато-надвиговым структурам трещины растяжения литосферы, по которой и циркулировали надынtrizивные рудоносные гидротермальные растворы;

в формировании обогащенных золотом участков рудной зоны главную роль сыграло синхронное с образованием жил развитие шарьяжно-надвигового разрывного нарушения в качестве экранирующей структуры, так как именно непрерывное смещение вдоль плоскости срыва могло ограничивать

и «запечатывать» пути дальнейшего проникновения гидротермальных растворов.

Авторы выражают благодарность В.М.Суплецову за помощь в написании раздела по рудомещающим толщам и околорудным изменениям, а также за критические замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Индолев Л.Н.* Дайки рудных районов Восточной Якутии. – М.: Наука, 1979.
2. *Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Стратиформное золото-кварцевое оруденение в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 7–21.
3. *Оксман В.С., Суздальова Н.И., Краев А.А.* Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индибирского района. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005.
4. *Протопопов Р.И.* Модель геодинамики позднемезозойского гранитоидного магматизма, регионального метаморфизма и металлогении Яно-Колымской складчатой области // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Мат-лы XI сессии сев.-вост. отд-ния ВМО «Билибинские чтения». Магадан, 2001. Т. 1. С. 69–72.
5. *Протопопов Р.И.* Практическая роль теории плитной тектоники в прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых в Яно-Колымской складчатой зоне (на примере Ольчано-Нерской металлогенической зоны Верхне-Индибирского золотоносного района) // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) в современных условиях. Мат-лы республиканской научно-производственной геологической конференции. Якутск, 2002. С. 64–67.
6. *Фирсов Л.В.* Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. – Новосибирск: Наука, 1985.

УДК 553.411 (470.5)

© Р.Х.Мансуров, 2009

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЕТРОПАВЛОВСКОГО ЗОЛОТО-РУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Р.Х.Мансуров (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Приводится краткая характеристика геологического строения Петропавловского золоторудного месторождения Новогодненского рудного поля, расположенного в северной части Войкарской структурно-металлогенической зоны Ауэрбаховско-Новогодненского вулканоплутонического пояса. Относительно новый малоизученный объект относится к «крупнообъемным» месторождениям с невысокими содержаниями золота и по ряду признаков сопоставляется с объектами так называемого золото-порфирового типа.

Войкарская структурно-металлогеническая зона, в пределах которой находится Новогодненское рудное поле, отвечает одноименному фрагменту Ауэрбаховско-Новогодненского вулканоплутонического пояса (ВПП). Вулканоплутонический пояс, сформировавшийся в среднем палеозое (S_2-C_1) на гетерогенном основании, занимает пограничное положение между структурами Тагильского эвгеосинклинального прогиба и Восточно-Уральского поднятия [1, 2, 6].

В становлении ВПП выделяются два этапа. С ранним этапом (S_2-D_1) связано накопление вулканитов базальт-андезито-базальтовой формации и ассоциирующих с ними осадочных толщ (тоупугольская толща). Данные образования прорваны интрузивами габбро-диорит-тоналитовой формации (собский комплекс), образующими крупные многофазные плутоны. Становление массивов завершает серия даек — порфиридные диориты, диоритовые порфириты и плагиогранит-порфиры. Вулканогенные и интрузивные образования этого этапа рассматриваются в качестве единой вулканоплутонической ассоциации. С поздним этапом становления ВПП (D_2-C_1) связано накопление вулканитов и вулканогенно-осадочных образований базальт-андезитовой и трахибазальт-андезитовой формаций (тоупугольегартская толща), а также внедрение гранитоидов габбро-монцодиорит-монцонитовой формации (конгорский комплекс). К наиболее поздним магматическим образованиям ВПП относятся дайковые тела долеритов и габбро-долеритов малоханмейского комплекса.

В лучше изученных Северо-Уральских звеньях Ауэрбаховско-Новогодненского ВПП известны золото-кварцевые, скарновые магнетитовые, молибден-медно-порфировые проявления, а также высо-

копродуктивные россыпи золота [1, 2, 6]. Наиболее высокой концентрацией разнотипного оруденения отличается Ауэрбаховский (Краснотурьинский) рудный район, отвечающий одноименной крупной рудно-магматической системе, сформированный в связи со становлением раннедевонской андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциации [4]. Вокруг центра рудно-магматической системы, занятого Ауэрбаховским диорит-гранодиоритовым плутоном, размещаются месторождения золотосодержащих скарново-магнетитовых и медноскарновых руд, единственное на Урале золото-сурьмяно-ртутное Воронцовское месторождение, а также жильные золото-кварцевые и молибден-меднопорфировые проявления.

Новогодненское рудное поле, выявленное в последние годы в самом северном звене Ауэрбаховско-Новогодненского ВПП, по ряду геологических характеристик близко Ауэрбаховскому рудному району. В его пределах обнаружены золоторудные месторождения Петропавловское и Новогоднее-Монто, а также многочисленные недостаточно изученные рудопроявления и пункты минерализации (рис. 1). Формирование золоторудных объектов большинством исследователей связывается с заключительной фазой становления гранитоидов собского комплекса. Результаты исследований автора, изучавшего Петропавловское месторождение в 2005–2009 гг. на стадии его разведки и подсчета запасов, подтверждают эти представления.

Новогодненское рудное поле приурочено к тектономагматической структуре площадью ~6 км², отвечающей так называемому Новогодненскому выступу кровли Собского гранитоидного плутона. Последний представляет собой сложно построенную интрузивно-купольную структуру, сформировавшуюся в связи со становлением гранитоидов

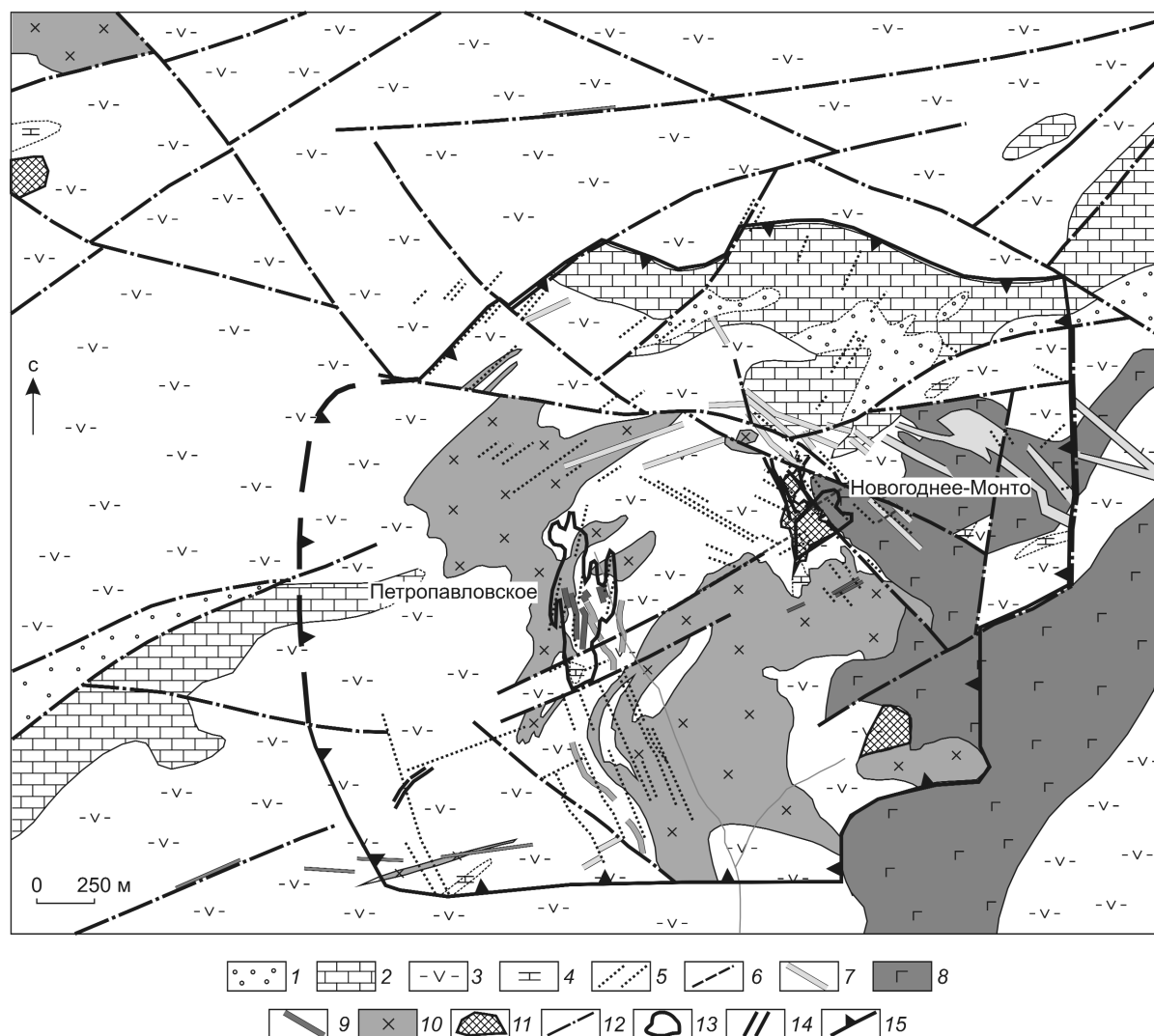


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Новогодненского рудного поля, по А.Г.Волчкову и др., 2008 г.:

вулканогенно-осадочные отложения: 1 — вулканогенно-терригенные породы и 2 — известняки тоупугольгартской толщи, D_{1-2} , 3 — вулканогенно-терригенные породы и 4 — мраморизованные известняки тоупугольской толщи, S_2-D_1 ; интрузивные образования: 5 — нерасчлененные долериты, 6 — лампрофиты, 7 — конгорский комплекс, D_3-C_1k — монцодиоритовые порфириты, 8 — малоханмейский комплекс, D_2m — габбро-долериты, собский комплекс, D_1s ; 9 — 3-я фаза — кварцевые диоритовые порфириты, тоналит-порфиры, плагиогранит-порфиры, 10 — 2-я фаза — габбро-диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты; 11 — эпидот-гранат-пироксеновые скарны с магнетитовой и золото-сульфидно-магнетитовой минерализацией; 12 — тектонические нарушения; 13 — проекция контуров рудных тел месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское; 14 — жильно-прожилковые зоны золото-сульфидно-кварцевой минерализации; 15 — контур Новогодненского рудного поля

габбро-диорит-тоналитовой формации на участке пересечения региональных разрывов северо-восточного и северо-западного простираний. Помимо наиболее широко распространенных гранитоидов собского комплекса, в пределах рудного поля присутствуют более поздние дайки монцодиоритовых порфиритов конгорского и габбро-долеритов малоханмейского комплексов, что свидетельствует о длительном формировании интрузивно-купольной

структуры в ходе раннего и позднего этапов становления ВПП.

Собский интрузив сложен диоритами и кварцевыми диоритами. Его контакт с вмещающими терригенно-вулканогенными образованиями осложнен многочисленными крутопадающими, часто сближенными апофизами-сателлитами порфиридных диоритов и диоритовых порфиритов. Они имеют крутое ($70-80^\circ$) падение в восточных румбах, близ-

кое падению вмещающих терригенно-вулканогенных образований.

Вулканогенно-терригенные образования тоупугольской толщи, слагающие раму Собского интрузива, представлены базальтами, андезито-базальтами и их туфами, переслаивающимися с алевролитами, гравелитами, вулканомиктовыми и известковистыми песчаниками. В нижней части разреза преобладают вулканокластические породы с прослоями лав и туфов, в верхней — наблюдается переслаивание вулканогенно-осадочных, вулканокластических и лавовых фаций. Для центральной части месторождения характерно крутое ($50-60^\circ$) падение пород в восточных румбах, для северной — устойчивое моноклинальное залегание с падением на юго-юго-восток. Рудовмещающей является средняя часть разреза тоупугольской толщи (S_2-D_1tp), представленная грубым переслаиванием вулканогенно-осадочных пород алевропелитовой, песчанистой и гравийной размерности с субсогласными телами базальтовых (андезито-базальтовых) порфиритов.

Характерная особенность месторождения — высокая концентрация в рудовмещающем вулканогенно-терригенном разрезе разнотипных даек, как правило, гидротермально измененных. Выделяются интенсивно измененные дорудные дайки порфировидных диоритов и диоритовых порфиритов и пострудные габбро-долеритов.

Структура месторождения определяется сочетанием восточного контакта Собского интрузива и осложняющей его тектонической зоны субмеридионального простирания, которая контролирует размещение даек порфировидных диоритов и диоритовых порфиритов, а также полей гидротермально измененных пород.

Наиболее интенсивное преобразование вулканогенно-терригенных образований отмечается в интервалах между контактом основного массива гранитоидов и его крупной апофизой, не выходящей на поверхность (рис. 2). Гидротермально измененные породы представлены карбонат-хлоритовыми, пирит-хлорит-альбитовыми и кварц-серицитовыми метасоматитами, в которых, помимо Au, в повышенных количествах присутствуют Ag, Pb, Te, As, Ni, W и др.

Метасоматиты карбонат-хлоритового состава распространены по всей площади и по всему разрезу пород месторождения. Наиболее интенсивные преобразования проявлены в породах вулканогенно-терригенной толщи, в меньшей степени изменены гранитоиды собского комплекса. В вулканитах отмечается практически полное псевдоморфное замещение темноцветных минералов (пироксен, роговая обманка) карбонат-хлоритовым агрегатом;

плагиоклаз деанортитизируется, ильменит и магнетит замещаются лейкоксеном и рутилом. Новообразованный пирит (до 1%) наблюдается в виде неравномерно рассеянной вкрапленности, содержания Au в нем не превышают 0,1 г/т, что определяет низкую золотоносность метасоматитов карбонат-хлоритового состава.

Метасоматиты пирит-хлорит-альбитового состава слагают разобщенные тела неправильной формы, тяготеющие к контактам даек порфировидных диоритов и диоритовых порфиритов. Суммарная мощность тел метасоматитов варьирует от 40–50 до 150–200 м, протяженность достигает 650–700 м. Состав метасоматитов определяют новообразованный альбит (до первых десятков процентов), хлорит (до 15–20%) и пирит, содержания которого изменяются от первых процентов до 15–20, реже до 50%, в среднем составляя 7–8%. Пирит образует рассеянную вкрапленность, просечки, гнезда и маломощные прожилки. Эта генерация пирита содержит Au в количестве от 5 до 50 г/т, в среднем около 30 г/т. Как показали технологические исследования, подавляющая часть золота присутствует в пирите в виде субмикроскопических выделений. Кроме пирита, в метасоматитах присутствуют магнетит (~1%), реже халькопирит, пирротин, в единичных случаях самородное золото в виде микровключений в пирите. Масштабы и интенсивность проявления пирит-хлорит-альбитовых метасоматитов обуславливают уровень золотоносности руд Петропавловского месторождения.

Переход от карбонат-хлоритовых метасоматитов к пирит-хлорит-альбитовым постепенный. В зоне перехода (в интервале 3–5 м) наблюдается последовательное незакономерное увеличение в последних количества альбита, хлорита, а также золотоносного пирита.

К наиболее поздним золотоносным образованиям относятся жилы и жильно-прожилковые зоны золото-сульфидно-кварцевого состава, сопровождающиеся кварц-серицитовыми (с пиритом и карбонатом) метасоматитами. Они установлены как среди пропицитизированных терригенно-вулканогенных пород, так и в телах метасоматитов пирит-хлорит-альбитового состава. Мощность отдельных жил и жильно-прожилковых зон колеблется от первых до десятков сантиметров при протяженности от первых десятков метров до сотен метров. Количество рудных минералов в золото-сульфидно-кварцевых жилах не зависит от состава вмещающих пород и, как правило, не превышает 1–1,5%. Основной рудный минерал — пирит, в резко подчиненном количестве встречаются галенит, халькопирит, теллуриды золота и серебра, самородное золото.

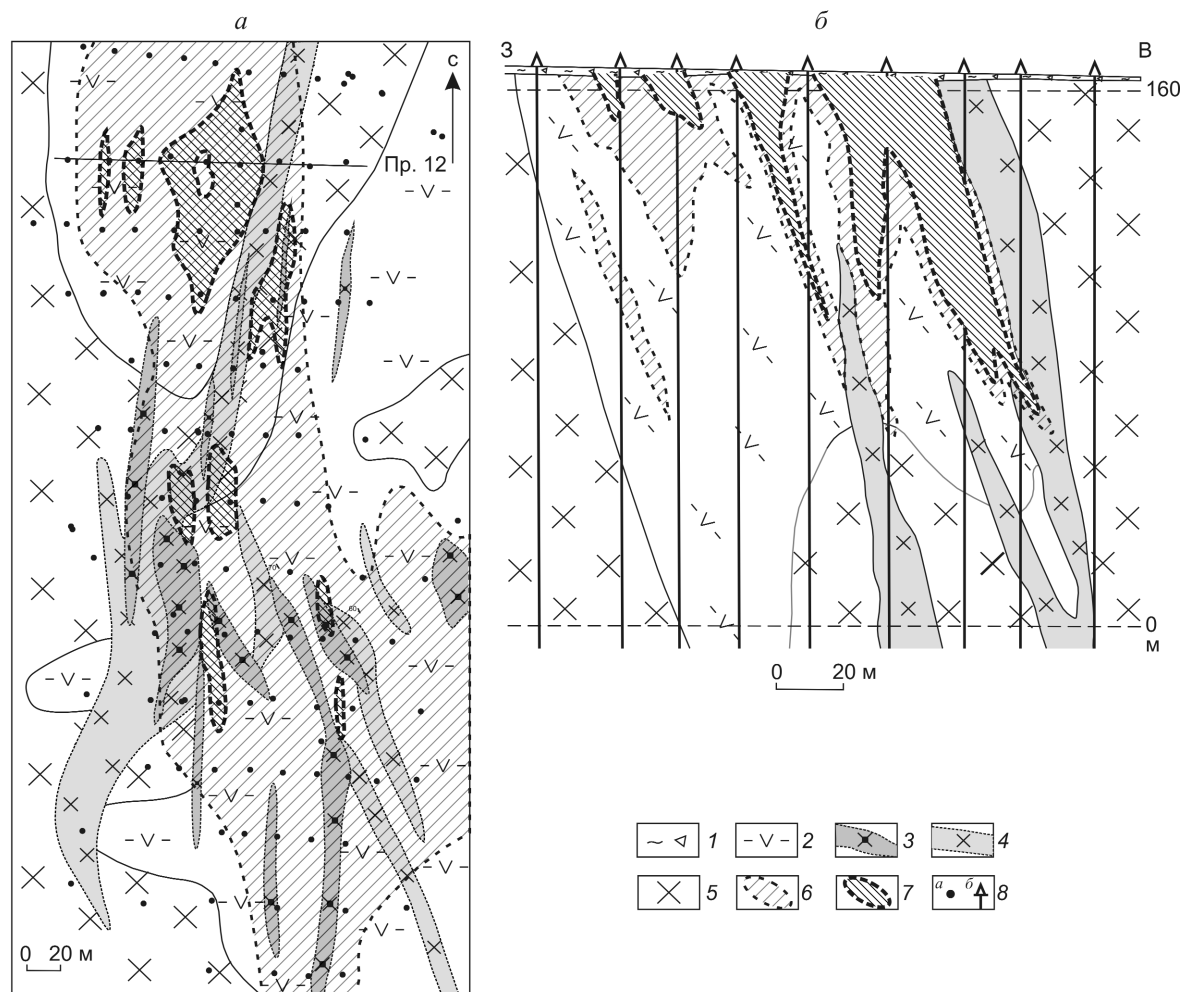


Рис. 2. Геолого-структурная схема центральной части Петропавловского месторождения (а) и разрез по линии бурового профиля 12 (б), составлена с использованием материалов А.Г.Волчкова и др. и ОАО «ЯГК»:

1 — рыхлые отложения; 2 — тоупугольская толща, S_2 - D_1tp — вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; рудоносная габбро-диорит-тоналитовая формация, собский комплекс, D_1s ; 3 — диоритовые порфириты и 4 — порфирировидные диориты 3-й фазы, 5 — диориты и габбро-диориты среднезернистые 2-й фазы; 6 — минерализованная зона, оконтуренная по борту 0,3 г/т Au; 7 — рудное тело, оконтуренное по борту 1,0 г/т Au; 8 — скважины колонкового бурения (а — на плане, б — на разрезе)

Золоторудная минерализованная зона, оконтуренная по бортовому содержанию Au 0,3 г/т, прослежена по простираению в субмеридиональном направлении на расстояние >650 м при мощности от первых десятков метров до 150–200 м. Она имеет крутое падение (60–70°) в восточных румбах, выходит на поверхность в северной части месторождения и полого погружается в южном направлении. Зона локализована в вулканогенно-осадочной толще в экзоконтакте диоритового массива и тяготеет к местам концентрации даек порфирировидных диоритов и диоритовых порфиритов, захватывая эндоконтактные части этих тел мощностью до первых метров.

Рудные тела, выделяемые в пределах минерализованной зоны по бортовому содержанию Au 1 г/т, отвечают области развития пирит-хлорит-альбитовых метасоматитов с наиболее интенсивной прожилковой пиритизацией. Содержания золотоносного пирита здесь варьируют от 5 до 25–35%. Рудные тела контролируются экзоконтактовыми частями даек порфирировидных диоритов и диоритовых порфиритов. Мощность рудных тел достигает первых десятков метров, протяженность по падению от десятков до первых сотен метров. Разобщенные рудные тела в центральной части минерализованной зоны образуют «ядро» суммарной мощностью до 70 м и протяженностью по падению до 100–130 м (см.

рис. 2). В целом морфология золоторудных тел и вмещающих их сближенных тел метасоматитов конформна восточному контакту Собского интрузива, осложненному многочисленными апофизами. Падение и тех и других составляет 60–70° на восток-северо-восток.

По данным Н.А.Юшко (ИМГРЭ, 2007 г.), площадь месторождения фиксируется аномалией (мг/т) Au (до 300) и его элементов-спутников — Cu (50–100), Mo (1500–4000), Ag (60–1000), Hg (40–97), а также В, Pb, W, Ba и других элементов.

По составу и строению ареалов гидротермально измененных пород Петропавловское месторождение близко золоторудному месторождению Юбилейное (Южный Урал) [5], относящемуся к объектам «порфирового» типа. Метасоматическая колонка этого месторождения имеет следующее строение: неизменные породы – пропилитизированные породы – метасоматиты (альбит-хлорит-карбонатная подзона – альбит-серицит-карбонатная подзона – кварц-серицитовая подзона) – сульфидно-кварцевые жилы. Интервалы промышленного золотого оруденения отличаются развитием полного набора метасоматических подзон. Для Петропавловского месторождения установлен также ряд других геологических характеристик, позволяющих сопоставлять его с объектами так называемого «порфирового» типа, наиболее полно представленного меднопорфировым семейством [3]. Это, прежде всего, пространственная ассоциация золотой минерализации с телами порфирировых фаз рудоносной

габбро-диорит-тоналитовой формации, штокверковый и прожилково-вкрапленный тип минерализации, конформность рудных тел и порфирировых интрузивов, особенности рудно-метасоматической зональности.

Таким образом, Петропавловское месторождение может рассматриваться как пример золото-порфирового объекта, впервые выделяемого на Полярном Урале. Параметры золоторудных тел позволяют отнести его к «крупнообъемным» месторождениям с невысокими содержаниями золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Золотоносность Урала*. Объяснительная записка к карте коренной золотоносности Урала масштаба: 1 000 000 / Н.К.Курбанов, П.С.Ревякин, П.Г.Кучеревский и др. – М.: ЦНИГРИ, 2005.
2. *Кривцов А.И.* Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. Ч. II. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
3. *Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В.* Меднопорфирировые месторождения / Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
4. *Минина О.В.* Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 17–23.
5. *Стороженко А.А.* Юбилейное месторождение // Геология золоторудных месторождений СССР. 1984. Т. I. С. 180–186.
6. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.

УДК 553.481`43 (571.66)

© Ю.П.Трухин, В.А.Степанов, М.Д.Сидоров, В.Е.Кунгурова, 2009

ШАНУЧСКОЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ, СОСТАВ И ГЕОХИМИЯ РУД

Ю.П.Трухин, В.А.Степанов, М.Д.Сидоров, В.Е.Кунгурова (Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН)

Шанучское медно-никелевое месторождение расположено в Камчатской никеленосной провинции и в настоящее время эксплуатируется. Сульфидные, халькопирит-пентландит-пирротиновые руды пространственно и генетически связаны с дукукским базит-гипербазитовым интрузивным комплексом эоценового возраста. По геофизическим данным под месторождением на глубине 2 км и глубже моделируется область с плотностью, отвечающей диорит-габбро-перидотитовой интрузии. Никеленосные малые интрузии являются ее апофизами. В рудном теле 1 установлены богатые никелевые руды с примесью Cu, Co и благородных металлов, устойчивая корреляционная связь между Ni, Cu, Co, а также Au и Pd.

Шанучское медно-никелевое месторождение находится в северной части Камчатской никеленосной провинции на склоне горы Верхняя Тхонжа, служащей водоразделом между р. Ича и ее притоком р. Шануч [3]. Оно открыто в 1971 г. при проведении геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 (В.Н.Лукьянов, 1971 г.), и в настоящее время находится в стадии эксплуатации. Месторождение расположено на северо-западном фланге Шанучского рудного поля [2]. Последнее приурочено к узлу пересечения субширотного и субмеридионального глубинных разломов, ограничивающих с севера и запада Камчатский срединный массив (КСМ), отвечающий никеленосной провинции.

Район месторождения сложен кристаллическими сланцами и гнейсами камчатской серии (рис. 1). На флангах они перекрыты метатерригенными образованиями хейванской свиты. Метаморфические толщи прорваны интрузиями дорудного кругогоровского комплекса гнейсовидных плагиогранитов и гнейсогранитов, а также пострудными интрузиями кольского гранит-плагиогранитного комплекса.

Никеленосными являются малые интрузии, дайки и силлы амфиболовых, биотит-амфиболовых меладiorитов, габбро, пироксенитов, горблендитов и кортландитов дукукского комплекса, возраст которого по данным абсолютного возраста оценивается как эоценовый [2]. На месторождении наблюдается серия сближенных интрузий, вытянутых в субширотном направлении. Мощность отдельных интрузий от первых до 150–200 м. Падение их преимущественно в южных румбах под углами 45–70°, нередко встречаются участки вертикального или крутого наклона на север.

Месторождение Шануч представлено пучком субвертикально ориентированных рудных тел, сопряженных с небольшими интрузиями неправильной формы и дайками дукукского комплекса, размещение которых контролируется разрывными нарушениями. Наблюдаются жило-, штокообразная и линзовидная формы рудных тел, сложенных сульфидными медно-никелевыми рудами. Контуры рудных тел определяются по данным опробования.

Геолого-геофизическое моделирование. Интрузии, вмещающие руды Шанучского медно-никелевого месторождения, располагаются в средней части гравиметрической ступени субмеридиональной ориентировки (рис. 2, а). Морфология ступени осложнена локальными неоднородностями, находящимися в самой верхней части земной коры. Исключение регионального фона выявило контрастный локальный максимум силы тяжести над массивом горы Верхняя Тхонжа. С севера и востока к нему примыкают линейные участки повышенного поля остаточных аномалий. Месторождение Шануч и рудопроявление Графитовое приурочены к локальным зонам высоких горизонтальных градиентов силы тяжести на периферии остаточного максимума Δg_B . Относительная амплитуда аномалии составляет несколько миллигал, что свидетельствует о крупной интрузивной массе в недрах горного массива, сопоставимой по размерам с дукукской или кувалорогской интрузиями на южном фланге КСМ. Очевидно, что небольшие рудоносные интрузии месторождения являются ответвлениями крупного базит-ультрабазитового очага под горой Верхняя Тхонжа, местоположение которого подчеркнуто остаточным максимумом силы тяжести.

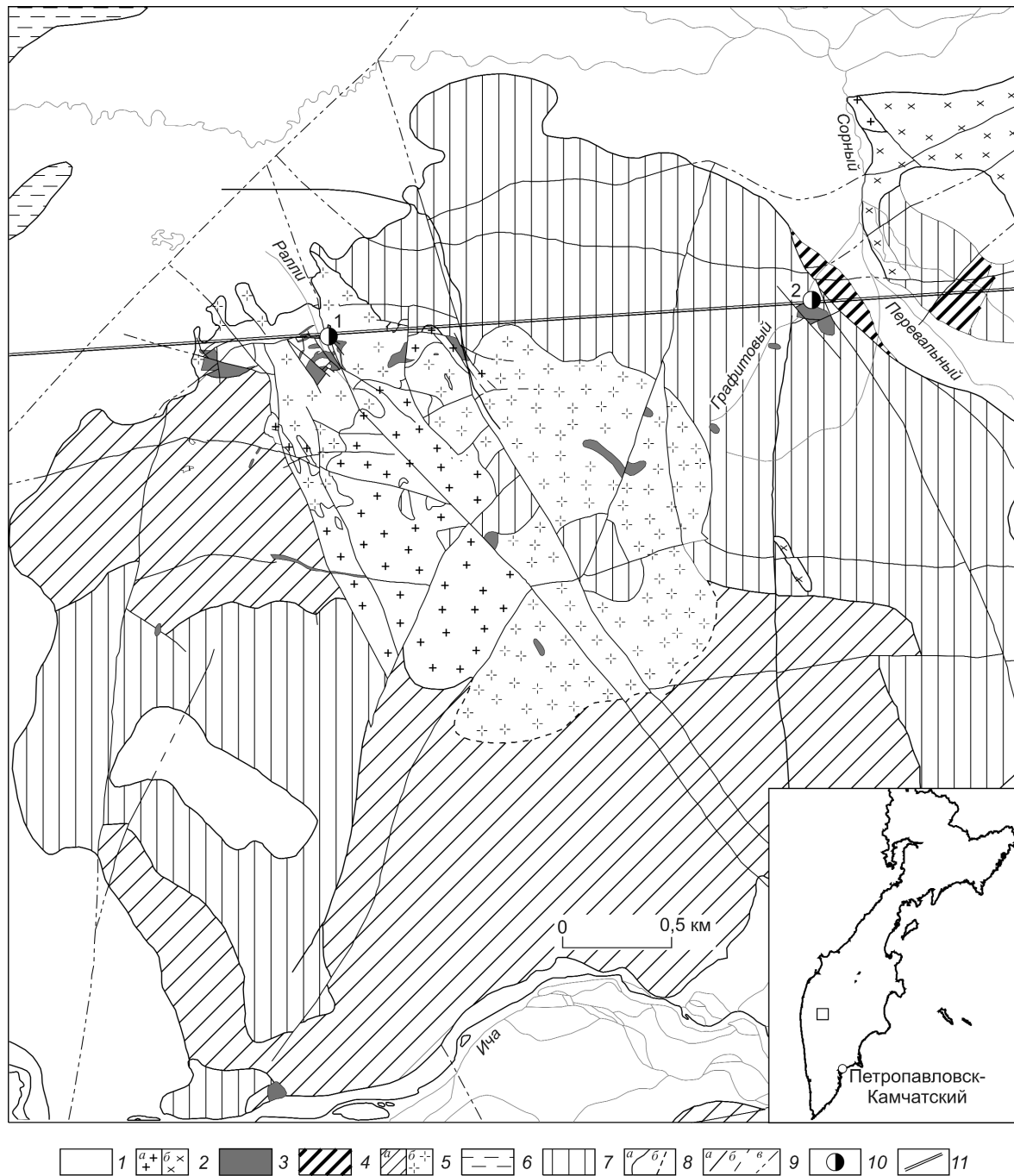


Рис. 1. Геологическая карта западной части Шанучского рудного поля, по данным ЗАО НПК «Геотехнология», с дополнениями авторов:

1 — рыхлые четвертичные отложения; комплексы: 2 — кольский плагиогранит-гранодиоритовый (*a* — интрузии гранитов, *b* — диоритов и гранодиоритов), 3 — дукукский габбро-перидотитовый (интрузии сложного состава — габбро, перидотитов, пироксенитов, горнблендитов, диоритов), 4 — алисторский пикрит-базальтовый (субвулканические тела метадолеритов, метагаббро), 5 — крутогорский гнейсоплагиогранитовый (*a* — интрузии гранитогнейсов, гранодиоритогнейсов, гнейсогранитов, гнейсогоналитов, *b* — интрузии гранитов); 6 — хейванская свита (филлиты, метаалевролиты, метапесчаники, графитистые сланцы); 7 — камчатская метаморфическая серия (кристаллические сланцы гранат-биотитовые, ставролит-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые); 8 — границы геологических тел (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые); 9 — разломы (*a* — установленные, *b* — предполагаемые, *c* — перекрытые вышележащими отложениями); 10 — месторождение Шануч (1), проявление Графитовое (2) медно-никелевых руд; 11 — линия плотностного разреза

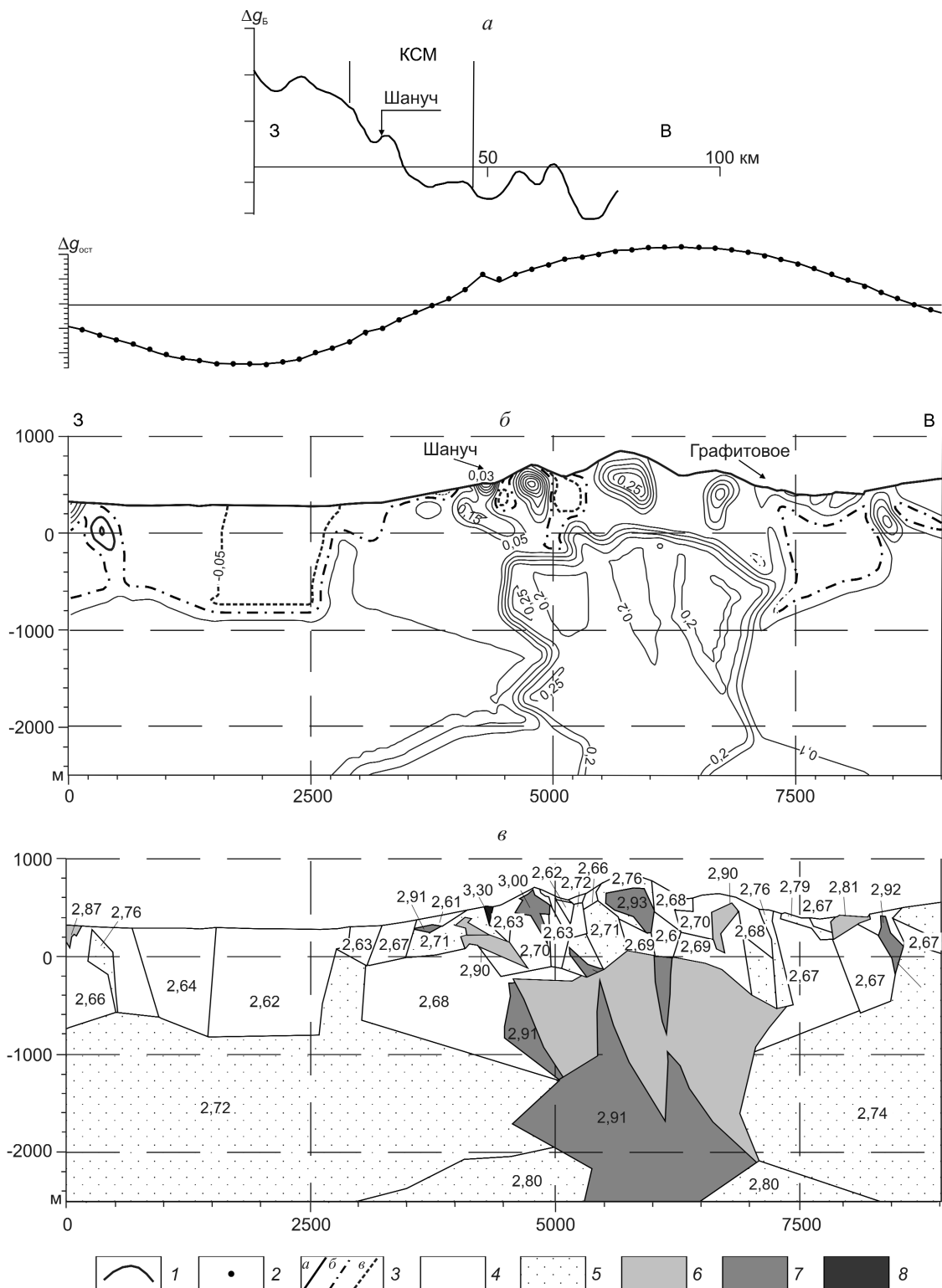


Рис. 2. Поле силы тяжести в северной части Камчатского срединного массива:

а — график аномалии Буге на широте месторождения Шануч; *б* — распределение эффективной плотности; *в* — плотностная модель по профилю Шануч – Графитовый; *1* — график теоретической (рассчитанной) аномалии силы тяжести; *2* — опорные точки графика $\Delta g_{ост}$; *3* — изолинии эффективной плотности, $г/см^3$ (*а* — положительные, *б* — нулевая, *в* — отрицательная); геоблоки с различной средней плотностью, $г/см^3$: *4* — $<2,70$, *5* — $2,71-2,80$, *6* — $2,81-2,90$, *7* — $2,91-3,00$, *8* — >3 ; цифрами показана плотность отдельных блоков

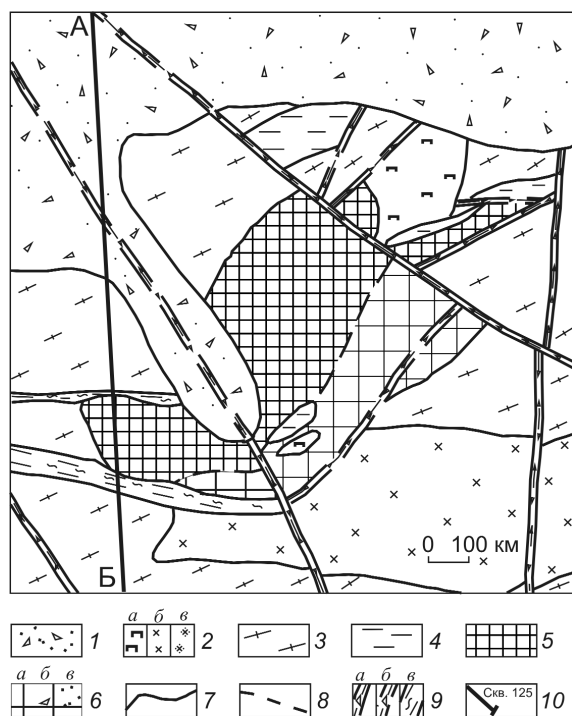


Рис. 3. Схематическая геологическая карта рудного тела 1 месторождения Шануч, по данным ЗАО НПК «Геотехнология», 2006 г., с дополнениями авторов:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — интрузии дукусского комплекса (а — амфиболовые габбро, б — биотит-амфиболовые меладiorиты, в — гранатсодержащие мусковит-биотитовые диориты); 3 — крутогорский гнейсово-плагииогранитовый комплекс (гнейсовидные плагииограниты, гнейсограниты, плагииограниты); 4 — камчатская метаморфическая серия (кристаллические сланцы гранат-ставролит-биотитового состава); 5 — окисленные руды; 6 — сульфидные медно-никелевые руды (а — массивные, б — брекчиевидные, в — прожилково-вкрапленные и вкрапленные); 7 — геологические границы; 8 — границы между типами руд; 9 — зоны дробления (а — достоверные, б — предполагаемые, в — зоны милонитизации); 10 — скважины, по которым отобраны образцы руд

Для уточнения глубинной структуры западной части Шанучского рудного поля, формы и положения отдельных геоблоков проведено плотностное моделирование по профилю, пересекающему массив горы Верхняя Тхонжа в северо-восточном направлении (см. рис. 2, б, в). Интерпретация аномалий силы тяжести, вычисление теоретического поля и подбор проведены программным комплексом Oasis Montaj (Geosoft Inc.) с применением специализированных модулей Grav/Mag Interpretation, 3D Euler, gmsys, magma filtering. Кроме того, при создании модели использованы сведения о геологическом строении района, результаты разведочного бурения, лабораторные определения физических свойств образцов горных пород и керна.

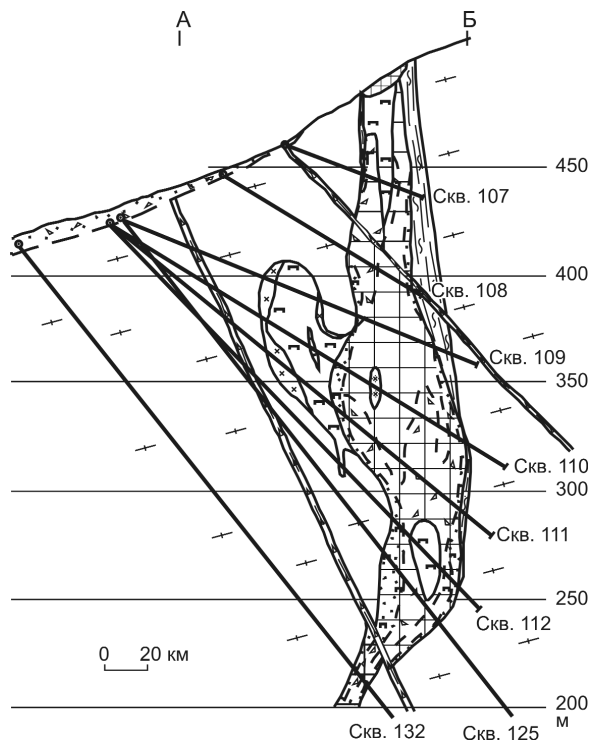


Рис. 4. Схематический разрез по рудному телу 1 месторождения Шануч, с использованием данных ЗАО НПК «Геотехнология» и дополнениями авторов:

усл. обозн. см. рис. 3

На построенной модели видно, что непосредственно под горным массивом ниже уровня моря до 2 км и глубже выделяется массивная область размером 2–2,5 км в поперечнике с избыточной плотностью до 0,3 г/см³. Избыточная плотность составляет 0,2–0,3 г/см³ по отношению к вмещающей сланцево-гнейсовой среде. На этих глубинах предполагается наличие пород с плотностью в диапазоне 2,8–3,0 г/см³ и более, что соответствует диорит-габбро-перидотитовому комплексу. Можно считать, что здесь находится промежуточная магматическая камера, в которую из глубинного очага поступали (и накапливались) порции магмы базит-ультрабазитового состава. Сама область дифференцирована по плотности так, что внутри ее имеются крупные ксенолиты гнейсов и блоки, сложенные разными петрографическими типами интрузивных пород. В апикальной части интрузии и на ее периферии моделируются небольшие блоки с плотностью близкой к плотности габбро. Возможно, это апофизы или тектонические отторженцы от основной интрузии.

Состав руд. Для исследования химического и минералогического составов руд отбирались образцы и пробы (292 шт.) из керна скважин, пройденных при разведке и эксплуатации Шанучского ме-

сторождения НПК ЗАО «Геотехнология». Атомно-абсорбционный анализ на Ni, Cu, Co выполнен в Научно-исследовательском геотехнологическом центре ДВО РАН на атомно-абсорбционном спектрометре «Shumadzu AA-6300» и в ЦЛ ОАО «Камчатгеология». Элементы платиновой группы — Pt, Pd, Rh, Ru, Ir — определялись химико-спектральным анализом в ЦЛ ОАО «Камчатгеология», как и химико-спектральное определение Au по методике НСАМ «Атомно-эмиссионное определение золота в геохимических пробах с экстракционным концентрированием органическими сульфидами». Состав основных сульфидных минералов исследовался на рентгеноспектральном микроанализаторе системы «САМЕВАХ» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

На месторождении Шануч наиболее детально изучено рудное тело 1. В плане оно имеет сложную серповидную форму, размер 120×50 м (рис. 3). Прослежено на глубину ~320 м. В вертикальном разрезе рудное тело линзовидное с расширением в центральной части (рис. 4). В состав рудных минералов входят главным образом пирротин, пентландит и халькопирит. Менее распространены виоларит, пирит, магнетит, сфалерит, редко встречаются халькозин, ковеллин, борнит, линнеит, зигенит, маккинавит, полидимит, миллерит, леллингит, кобальтин, брейгауптит, мелонит и ульманит. Из минералов благородных элементов отмечаются самородное золото, майченерит, сперрилит, котульскит, изоферроплатина. Руды характеризуются высокими содержаниями Ni (первые проценты), Cu и Co (десять доли процента). Содержания Au, Pd и Pt достигают десятых долей грамма на 1 т.

Пирротин — главный по распространенности рудный минерал медно-никелевых руд. Он образует сплошные агрегаты ксеноморфных зерен (до 1–2 мм в поперечнике), а также монозерна среди нерудных минералов. Структура сплошных агрегатов аллотриоморфнозернистая. Минерал практически не катаклазирован. В пирротинах содержание S 39,2–42,56%, что превышает теоретический состав (38,7%). Постоянные элементы-примеси пирротина, % — Ni 0,92–2,77, Co 0,01–0,43, Cu 0,02–0,27, спорадически отмечаются Bi до 1,32, Ag до 0,04, Sn до 0,34, Zn до 0,33, Pb до 0,14. Установлено некоторое увеличение примеси Ni в пирротинах при погружении рудного тела.

Основной минерал никеля в исследуемых рудах — пентландит. Встречены две его генерации. Первая слагает порфиновые (до 1–3 мм в поперечнике) выделения или агрегаты зерен в виде цепочек (грубопетельчатая структура распада твердого раствора) среди пирротина, вторая образует пла-

меневидные включения в пирротине и халькопирите, а также присутствует на контактах между ними. Обе генерации часто замещаются виоларитом. Состав пентландитов характеризуется повышенными содержаниями Ni (от 34,35 до 38,54%, в среднем 38,1% против 34,2% теоретических). Установлена постоянная примесь, %: Co 0,28–1,17, Bi 1,01–1,38, Pb 0,01–0,27, Ag до 0,11, Pt 0,01–0,27. Химические отличия пентландитов с различных гипсометрических уровней рудного тела незначительны.

Халькопирит наблюдается в тесном сростании с пирротинном (ксеноморфные выделения до 2–3 мм в поперечнике), часто располагается в его краевых частях или тяготеет к скоплениям нерудных минералов, выполняя промежутки между их зернами. Реже халькопирит встречается в виде тонких пластинок, развивающихся по спайности или периферии зерен пентландита. В халькопиритах концентрации Ni 0,25–0,56%, Co 0,12–0,32%. Отмечаются примеси, %: Bi 0,02–1,3, Zn 0,03–0,33, Pb 0,7–1,91, спорадически Pb до 0,1.

Пирит содержит повышенные количества, %: Ni до 2,95, Co до 1,36, Ag до 0,0043, реже Bi и Te.

Виоларит, развивающийся преимущественно по пентландиту, наследует его химический состав. Для него характерно наличие значительных примесей, %: Co 0,5–1,5, Ag 0,02–0,30, Bi 0,004–1,48.

В результате минералогического картирования, проведенного по керну скважин, в пределах рудного тела 1 выделены массивные, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные типы руд. Массивные руды на 75–95% состоят из сульфидов. Они содержат обломки вмещающих пород (меладiorиты, амфиболовые габбро, пироксениты, гнейсовидные граниты, кристаллические сланцы) удлиненной или изометричной формы. Текстура руд массивная, структура аллотриоморфнозернистая или распада твердого раствора.

Брекчиевидные руды сложены обломками вмещающих пород, сцементированных сульфидным материалом. Текстура руд брекчиевая, брекчиевидная, реже пятнистая, структура аллотриоморфнозернистая, сидеронитовая, реже гипидиоморфнозернистая. Содержание сульфидных минералов достигает 40–80%.

Прожилково-вкрапленные объединяют руды с прожилковыми, прожилково-вкрапленными и вкрапленно-прожилковыми текстурами. Структура руд аллотриоморфнозернистая, интерстициальная, петельчатая. Они содержат 10–30% сульфидов.

Вкрапленные руды содержат наименьшее количество сульфидов — 3–10%. Они состоят из меладiorитов, габбро, кортландитов с вкрапленностью

Средние содержания основных рудных элементов в рудах жилы 1 месторождения Шануч

Типы руд	Ni	Cu	Co	Au	Pt	Pd	Rh	Ru	Сумма платиноидов, г/т	Ni/Cu	Ni/Co	Pd/Pt
	%			г/т								
Массивные	7,58	1,10	0,19	0,32	0,16	0,53	0,02	0,02	0,73	7	40	3,3
Брекчиевидные	5,31	0,88	0,12	0,18	0,16	0,46	0,02	0,05	0,69	6	44	2,9
Прожилково-вкрапленные	3,82	0,60	0,10	0,22	0,08	0,21	0,01	0,01	0,31	6	38	2,6
Редковкрапленные	0,33	0,12	0,01	0,10	0,02	0,03	0,01	0,01	0,07	3	33	1,5
<i>Горизонты, м</i>												
439–446 (скв. 107)	5,10	0,73	0,13	0,24	0,37	0,51	0,02	0,01	0,91	7	39	1,4
392–439 (скв. 108)	3,05	0,53	0,09	0,16	0,14	0,31	0,01	0,01	0,47	6	34	2,2
360–376 (скв. 109)	6,96	0,94	0,19	0,34	0,14	0,44	0,01	0,02	0,61	7	37	3,1
318–376 (скв. 110)	6,55	1,00	0,16	0,27	0,13	0,53	0,02	0,02	0,70	7	41	4,1
287–337 (скв. 111)	6,00	0,93	0,14	0,19	0,14	0,46	0,03	0,07	0,70	6	43	3,3
253–283 (скв. 112)	3,01	0,78	0,08	0,13	0,10	0,26	0,02	0,02	0,40	4	38	2,6
239–268 (скв. 125)	4,00	0,70	0,10	0,33	0,06	0,20	0,01	0,01	0,28	6	40	3,3
206–214 (скв. 132)	3,32	0,81	0,12	0,08	0,07	0,20	0,02	0,01	0,30	6	28	2,9

сульфидных минералов. Текстура руд вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная, структура аллотриформнозернистая, интерстициальная.

Наблюдается зональное размещение руд различных типов в поперечном разрезе рудного тела и по вертикали. Центральная часть рудного тела 1 обычно выполнена массивными рудами, образующими одиночные или сближенные жилы мощностью от 0,2 до 3 м. Жилы окружены зонами брекчиевидных, или прожилково-вкрапленных руд мощностью от 0,2 до 6,9 м. В периферической части рудного тела располагаются вкрапленные руды.

В результате статистической обработки результатов анализов руд установлено, что среднее содержание полезных компонентов по рудному телу 1 составляет: Ni 5,41, Cu 0,85, Co 0,13%, благородных металлов — Au 0,24, Pd 0,40, Pt 0,13 г/т. В целом по рудному телу выявлена наиболее тесная корреляционная связь между содержаниями Ni и Co (0,96; при $n=292$ и критическом значении коэффициента корреляции для 5%-ного уровня значимости, равному 0,195), несколько менее тесная — между содержаниями Ni и Cu (0,76), а также Cu и Co (0,75). Отмечается также устойчивая корреляционная связь Pd и Au с Ni, Cu и Co; у Pt корреляционные связи с этими элементами отсутствуют.

Подсчитаны средние содержания рудных элементов по основным типам руд (таблица). Наибольшие содержания промышленно ценных компонентов наблюдаются в массивных рудах. В них отчетлива корреляционная зависимость между Ni, Cu и Co. С этими тремя элементами положительную

связь имеет Au. Палладий имеет положительную связь с Ni, Co и отрицательную с Cu. Платина коррелирует только с Pd.

В брекчиевидных рудах средние содержания основных рудных элементов снижаются. Одновременно уменьшается концентрация Au и сумма платиноидов. Отношение Ni к Cu и Pd к Pt несколько ниже, чем в массивных рудах. Продолжают тесно коррелировать между собой Ni, Cu и Co. С ними и палладием имеется существенная связь у Au. У Pd с Pt корреляция отрицательная.

Прожилково-вкрапленные руды содержат значительно меньшие концентрации рудных элементов по сравнению с рассмотренными выше типами руд. Значительно уменьшилась доля платиноидов, а содержание примеси золота несколько выросло. Отношение Ni/Cu остается на прежнем уровне, а Pd/Pt несколько уменьшается. В этих рудах сохраняется положительная корреляция между Ni, Co, Cu и Au, а Pd коррелирует с Cu.

Наименьшие концентрации полезных компонентов содержат вкрапленные руды. В них корреляционные связи основных и благородных элементов меняются. Сохраняется положительная связь только Ni с Pd, а также Co с Pt и Cu.

В ряду от массивных руд к вкрапленным наблюдается постепенное уменьшение концентрации примерно на один порядок как основных компонентов руды (Ni, Cu и Co), так и примесей платиновых металлов. Концентрация Au в этом ряду также уменьшается, хотя и менее значительно. В массивных рудах, кроме того, примерно вдвое увеличива-

ется содержание Ni по отношению к Cu и Pd по отношению к Pt. Во всех типах руд, кроме вкрапленных, наблюдается тесная положительная корреляция Ni с Cu и Co. С ними постоянно коррелируют Au и Pd. Положительная корреляция Pt с Pd существует лишь в массивных рудах, в других типах (брекчиевые и прожилково-вкрапленные руды) она отрицательная или отсутствует. Во вкрапленных рудах коррелируют между собой лишь отдельные пары элементов (Ni – Pd, Co – Pt).

На характер распределения минералов платиновой группы влияет не только общее содержание сульфидов, но и минеральный состав руд. В частности, массивные и брекчиевидные халькопирит-виоларит-пентландит-пирротиновые руды более богаты Pd, чем существенно пирротиновые. Последние обогащены Pt. Характерна преимущественная концентрация Pd в пентландите и халькопирите, а Pt — в пирротине. Относительно повышенные содержания в руде пентландита и халькопирита обуславливают преобладание Pd над Pt. Максимальные содержания Pd (до 1 г/т) приурочены к рудам, состоящим из пирротина 40–50%, пентландита 10–35%, виоларита 5–15%, халькопирита 7–15%, минимальные — к рудам из пирита 35–45%, пирротина 20–30%, виоларита 5–10%, халькопирита <5%. Максимальные содержания Pt (2,27, 3,90 г/т) характерны для руд из пирротина 60–70%, пирита 15–20%, халькопирита 3–5%, пентландита 3–5%.

Распределение рудных элементов по вертикали подчиняется определенным закономерностям (см. таблицу). Наиболее высокие содержания Ni, Cu, Co и Au приурочены к средней расширенной части

рудного тела (скв. 110, 111). По разрезу вверх и вниз от нее содержания указанных компонентов уменьшаются одновременно с сокращением мощности рудного тела. По-другому ведут себя платиноиды. Сумма их, а также содержания Pd и Pt постепенно увеличиваются вверх по восстанию рудного тела. Отношение Pd/Pt (4,1) несколько выше в средней части рудного тела и меньше в верхней (1,4) и прикорневой (2,9).

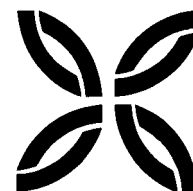
Проведенные исследования показали, что эксплуатируемое Шанучское медно-никелевое месторождение обладает исключительно богатыми никелевыми рудами с примесью Cu, Co и благородных металлов. Наличие в составе никеленосных интрузий кортландитов и амфиболовых пироксенитов (перкнитов) сближает его с выделенной С.С.Зиминим формацией никеленосных роговообманковых базитов [1].

Авторы выражают благодарность руководству ЗАО НПК «Геотехнология» за предоставленную возможность изучения Шанучского месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зимин С.С.* Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1973.
2. *Степанов В.А., Трухин Ю.П.* О возрасте Шанучского медно-никелевого месторождения Камчатки // ДАН РФ. 2007. Т. 417. № 1. С. 84–86.
3. *Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д.* Камчатская никеленосная провинция // ДАН РФ. 2008. Т. 418. № 6. С. 802–805.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



20 сентября 2009 г. исполнилось 75 лет доктору геолого-минералогических наук, главному научному сотруднику отдела научно-методического сопровождения геологоразведочных работ ЦНИГРИ **Вячеславу Петровичу Новикову**.

В.П.Новиков работает в ЦНИГРИ с 1974 г. Принимал участие в создании комплекта прогнозно-металлогенических карт на золото Дальнего Востока, на долгие годы предопределивших направление геологоразведочных работ в этом крупном золотоносном регионе.

Под руководством и при непосредственном участии В.П.Новикова выполнен ряд обобщающих работ по золотоносности и металлогении вулканоплутонических поясов Востока России, локальному прогнозу и поискам золото-серебряных месторождений. В результате созданы методические руководства и рекомендации по оценке прогнозных ресурсов и составлению прогнозно-металлогенических карт.

В.П.Новиков изучал геологическое строение и был соавтором при подготовке подсчета запасов золоторудных объектов Многовершинное (1979 г.), Покровское (1985 г.), Зун-Холба (1992 г.), Тас-Юрях (1997 г.), переданных в промышленное освоение. К одной из его крупных научных разработок принадлежит прогнозно-металлогеническая карта золотоносности России м-ба 1:2 500 000.

Занимался созданием атласов специализированных карт по Амурской и Читинской областям, оценкой перспектив выявления месторождений цветных и благородных металлов на Полярном и Приполярном Урале, является одним из основных авторов прогнозно-металлогенической карты золотоносности территории Республики Коми (уральская часть) м-ба 1:500 000. Принимал участие в разработке методических основ комплексного геолого-экономического районирования территории Российской Федерации в целях выделения регионов и рудных районов для приоритетного геологического изучения.

Свои многолетние исследования В.П.Новиков обобщил в докторской диссертации, защищенной в 1992 г.

В качестве эксперта и консультанта работал в Болгарии и США, выполнял совместно с другими исследователями ЦНИГРИ контрактные работы по поискам и оценке месторождений золота на Аляске, в Чили и Марокко.

В последние годы систематически участвует в апробации прогнозных ресурсов по золоту и серебру, научно-методическом сопровождении прогнозно-поисковых и оценочных работ территориальных геологических организаций.

Результаты исследований В.П.Новикова отражены в многочисленных научно-производственных отчетах, более чем в 60 публикациях. Он — член диссертационного совета ЦНИГРИ.

В составе коллектива авторов в 2008 г. удостоен премии Правительства Российской Федерации 2007 года в области науки и техники за «Научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации».

Поздравляем Вячеслава Петровича Новикова с юбилеем, желаем здоровья, долголетия, новых творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

2 сентября 2009 г. исполнилось 70 лет кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ, известному специалисту в области разведки и оценки россыпных месторождений благородных металлов **Владимиру Ильичу Куторгину**.

В.И.Куторгин после окончания в 1959 г. Магаданского горно-геологического техникума начал трудовую деятельность на Колыме и Чукотке. С 1959 по 1983 гг. работал в институте ВНИИ-1 (г. Магадан), участвовал в исследованиях по геологии россыпей, методике их разведки и оценки, пройдя путь от техника-геолога до заведующего сектором. В 1970 г. без отрыва от производства окончил Всесоюзный заочный политехнический институт. В 1982 г. защитил кандидатскую диссертацию по изменчивости распределения золота в россыпях и рациональной методике эксплуатационной разведки. Результатом исследований стала подготовка методических указаний и нормативов для эксплуатационной разведки россыпных месторождений золота, инструкций и стандартов по опробованию при открытом и дражном способах разработки россыпей. Участвовал в создании желонки с высокой извлекающей способностью золота, которая и в настоящее время используется при ударно-канатном бурении не только в России, но и за рубежом.

С 1984 г. В.И.Куторгин работает в ЦНИГРИ. Он внес большой вклад в крупные разработки по многофакторному моделированию россыпей золота и платиноидов (атлас «Многофакторные модели аллювиальных россыпных месторождений золота и платиноидов»), классификации россыпей по сложности строения (монографии «Методика разведки россыпей золота и платиноидов», «Системы оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов на основе многофакторных моделей»).

Участвовал в разведке, подсчете запасов с их утверждением крупных россыпей платиноидов р. Кондер в Хабаровском крае, россыпей Корякии. В составе коллектива авторов в 2008 г. удостоен премии Правительства Российской Федерации 2007 года в области науки и техники за «Научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации». Он — лауреат премии им. М.Б. и Н.И.Бородаевских, награжден отраслевыми и правительственными наградами, удостоен звания «Почетный разведчик недр».

В настоящее время участвует в работах по обоснованию перспектив золотоносности и оценке достоверности запасов россыпных месторождений, является членом Совета по апробации докторских и кандидатских диссертаций, членом Ученого совета ЦНИГРИ. Является экспертом Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых.

Поздравляем Владимира Ильича Куторгина с юбилеем и 50-летием творческой деятельности, желаем здоровья, долголетия, благополучия, дальнейших успехов в работе.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

9 сентября 2009 г. исполнилось 70 лет кандидату геолого-минералогических наук, Отличнику разведки недр, ведущему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ **Виталию Ивановичу Лобачу**.

После окончания в 1966 г. Московского геологоразведочного института и до перехода в ЦНИГРИ (1979 г.) В.И.Лобач работал в научно-исследовательском секторе МГРИ при кафедре методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, где занимался исследованиями по рудничной геологии на месторождениях Дарасунское, Балейское, Тасеевское, Тырныаузское, Талнахское, Зырянское, Лениногорское, Садонское и др. На примере уникального золоторудного объекта Советское разработал концепцию концентрационной неоднородности золоторудных месторождений, основные положения которой в полной мере были раскрыты в период работы в ЦНИГРИ.

В отделе методики разведки золоторудных месторождений ЦНИГРИ занимался совершенствованием методики разведки и подсчета запасов золоторудных месторождений на базе концепции их концентрационной неоднородности. На крупных месторождениях Васильковское, Талдыбулак Левобережный, Кызыл-Булаг, Зун-Холба, Кумтор в составе научно-производственных групп ЦНИГРИ участвовал в разработке материалов ТЭО кондиций и подсчета запасов, способствовал их апробации и защите в ГКЗ СССР.

С 1995 г. участвует в разработке среднесрочных и долгосрочной программ изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации, системного мониторинга прогнозных ресурсов, научно-методического сопровождения геологоразведочных работ, в оценке разведанных месторождений.

С 1990 по 2000 гг. был председателем квалификационной комиссии в Московском областном геологоразведочном техникуме, участвовал в подготовке и выпуске профессиональных кадров для геологоразведочной отрасли страны. Является экспертом ГКЗ СССР и Роснедра. В качестве эксперта неоднократно приглашался для оценки зарубежных объектов (Монголия, Мьянма, Зимбабве, Кыргызстан).

Творческая деятельность В.И.Лобача отражена более чем в 70 научных работах, в том числе в пяти монографиях. Он награжден медалью «Ветеран труда», почетными грамотами ЦНИГРИ, знаком «Ветеран труда ЦНИГРИ».

Поздравляем Виталия Ивановича Лобача с юбилеем, желаем здоровья и дальнейшей плодотворной творческой деятельности.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами

Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).

Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес, служебный и домашний телефоны, e-mail.

Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая аннотацию (не более 1/3 страницы), таблицы и список литературы. Оставляются поля — сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. **В редакцию представляются один экземпляр статьи — распечатка с принтера и текст на диске в форматах Word (*.doc, *.rtf) — предпочтительно, Text format (*.txt) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал; для таблиц — размер 9–10, один межстрочный интервал). Таблицы помещаются в отдельный файл.** Возможна передача статей по электронной почте: tsnigri@tsnigri.ru для журнала «Руды и металлы».

Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation.

Список литературы нумеруется в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. В список не следует включать неопубликованные работы. Ссылки в тексте на источник из списка литературы даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках.

Рисунки и другие графические материалы (не более 5) прилагаются к статье в одном экземпляре. На обороте каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. **Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16 см).** Текстовые надписи и цифры на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр не менее 2 мм, толщина линий рисунка не менее 0,2 мм. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивом. **Каждый рисунок помещается в отдельный файл в форматах: штриховой рисунок и растровое фото (*.tif, *.jpg и др.), векторная графика (*.cdr — предпочтительно, *.eps, *.wmf и др.), диаграмма Microsoft Excel (*.xls).** Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. **Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии, в том числе сканированные, цветные рисунки и фотографии не принимаются.** Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору на доработку.

Подрисуночные подписи помещаются в отдельный файл, в тексте набираются после ссылки на рисунок.

С целью облегчения редактирования статей редколлегия просит авторов использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

1. Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с англ. / Под ред. Н.В.Межеловского. – М.: Геокарт, 2002.
2. Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
3. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова, В.М.Герентьева. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1991.