

Комплексные медно-порфировые рудно-магматические системы андезитоидных и базальтоидных вулканоплутонических поясов

Предложено разделение месторождений медно-порфирового семейства на формационные типы, принадлежащие базальтоидным и андезитоидным вулканоплутоническим поясам. Показано, что различия в строении фундамента этих поясов и составе рудоносных магматических очагов отражаются не только в петрологии продуктивных плутогенных формаций, рудно-метасоматической зональности и вещественном составе руд этих объектов, но и в сочетаниях рудно-формационных типов месторождений цветных и благородных металлов, присутствующих наряду с медно-порфировыми в объеме комплексных рудно-магматических систем. Установленные различия должны учитываться при построении прогнозно-поисковых моделей потенциальных медно-порфировых рудных районов и узлов.

Ключевые слова: вулканоплутонические пояса, медно-порфировые месторождения, рудно-магматические системы, рудно-формационная зональность, прогнозно-поисковые модели, рудные районы и узлы.

ЗВЕЗДОВ ВАДИМ СТАНИСЛАВОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, начальник отдела, metallogeny@tsnigri.ru

МИГАЧЁВ ИГОРЬ ФЁДОРОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, советник, migatchev@tsnigri.ru

МИНИНА ОЛЬГА ВАСИЛЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, minina@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Complex porphyry copper ore-magmatic systems of the andesitoid and basaltoid volcano-plutonic belts

V. S. ZVEZDOV, I. F. MIGACHEV, O. V. MININA

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

A division of the porphyry copper family ore deposits into formational types associated with the basaltoid and andesitoid volcano-plutonic belts is proposed. It is shown that differences in the structure of the basement of these belts and in the composition of the ore-bearing magmatic chambers are reflected not only in the productive plutogenic association petrology, alteration-mineralization zonality, and mineral composition of the mineral deposits, but also in the metallogenic zonality of the complex ore-magmatic systems centered by these deposits. The established differences should be taken into account for elaboration of the forecasting and prospecting models of potential porphyry copper ore regions and clusters.

Key words: volcano-plutonic belts, porphyry copper deposits, ore-magmatic systems, ore-formational zonality, forecasting and prospecting models, ore regions and clusters.

Медно-порфировые месторождения (МППМ) являются ведущими в мире по запасам и добыче меди и молибдена. В них также сосредоточены значительные запасы золота, серебра, рения. В отраслевых программах развития МСБ горнодобывающей отрасли России они рассматриваются в качестве первостепенных, что подтверждается

вовлечением в эксплуатацию Михеевского и Томинского месторождений на Урале, обеспечивших не менее четверти общей добычи меди России в последние годы. Доразведка Малмыжского месторождения и проектирование ГОКа в Хабаровском крае также позволяют надеяться на начало разработки этого крупного объекта в обозримом

будущем, что, несомненно, отразится на доле МПМ в обеспечении сырьевой базы цветной металлургии страны.

Одним из направлений повышения эффективности геологоразведочных работ (ГРР) на медно-порфировые руды является совершенствование геолого-генетических основ прогнозирования, с учётом которых построены прогнозно-поисковые модели (ППМ) рудных районов (РР), узлов (РУ) и полей (РП), с целью модернизации методов и технологий прогноза, поисков и оценки месторождений и, прежде всего, скрытых, то есть не выходящих на дневную поверхность. Существенный интерес в этом отношении представляет расшифровка строения комплексных медно-порфировых рудно-магматических систем (КМП РМС), в которых кроме МПМ отмечаются месторождения цветных и благородных металлов других рудно-формационных типов (РФТ). Установление металлогенической зональности подобных систем может быть использовано при прогнозе как медно-порфировых, так и сопряжённых с ними месторождений.

МПМ сосредоточены в вулканоплутонических поясах (ВПП): базальтоидных (островодужных и рифтовых) и андезитоидных (окраинно- и внутриконтинентальных). Состав и металлогеническая специализация рудоносных известково-щелочных вулканоплутонических ассоциаций (ВПА), участвующих в строении этих поясов, предопределяются «материнскими» магматическими очагами в земной коре (ЗК) океанического, континентального и переходного типов. Различия в составе и металлоносности этих очагов отражаются в петрологии ВПА, метасоматической зональности и минералого-геохимических особенностях руд месторождений медно-порфирового семейства, что в той или иной степени нашло отражение в их отечественных (А. И. Кривцов, И. Г. Павлова, В. Т. Покалов, В. С. Попов и др.) и зарубежных (А. Сазерленд-Браун, Р. Силлитоу, Дж. Оярзун, Дж. Фруто, С. Кеслер, Дж. Лоуэлл, Дж. Джилберт, В. Холлистер, Д. Кокс, Д. Сингер и др.) классификациях.

Базальтоидные ВПП с Au-Cu- и Cu-порфировыми месторождениями формируются в островодужных и рифтовых структурах.

Островодужные периокеанические пояса с Au-Cu-порфировыми месторождениями располагаются между фронтальными прогибами, примыкающими к желобам внутренними (тыльными)

зонами (Прибрежный и Островной на Аляске, Карибский и др.). В их строении участвуют базальт-андезитобазальтовая и габбро-диорит – кварцево-диоритовая (плагиигранитная) формации. Составленная ими ВПА завершает натриевые серии островодужного базальтоидного магматизма и закономерно сменяет во времени однородную базальтовую и колчеданосные контрастную и непрерывную формации.

Современные островные дуги Юго-Восточной Азии (Санда, Новогвинейская, Филиппинская и др.) представляют собой надсубдукционные ВПП с океаническим базитовым субстратом. Они характеризуются натровым профилем магматизма. Вулканогенная составляющая ВПА представлена в основном дацитами (лавами, фреатомагматическими и диатремовыми лавобрекчиями, туфолавами, туфами), плутоногенная – габбро-диорит-тоналитовой формацией (с рудоносной фазой диоритовых либо кварцевых диоритовых порфириров).

Во внутриконтинентальных рифтах глубокого заложения ВПП располагаются либо непосредственно над базальтоидными прогибами, либо на их флангах. Субстрат таких поясов обычно гетерогенный с «собственной» металлогенией (Новоалексеевский, Ирендыкский, Верхнеуральский ВПП Тагильско-Магнитогорской провинции Южного Урала, Удско-Мургалский в Охотско-Чукотской и др.). Вулканогенными составляющими продуктивной на Cu-порфировые и сопряжённые руды ВПА обычно являются базальт-андезитобазальтовая либо андезитобазальт-андезитовая формации, плутоногенными – габбро-диорит-плагиигранитовая и габбро-диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиигранитовая.

Андезитоидные ВПП с Au-Mo-Cu- и Cu-Mo-порфировыми месторождениями представляют собой протяжённые линейные окраинно-континентальные надсубдукционные, реже внутриконтинентальные (рифтогенные) геоструктуры, сформировавшиеся на субстрате различного состава и возраста в орогенно-активизационном режиме. К ним относится большинство северо- и южноамериканских, азиатских, австралийских и европейских ВПП. От базальтоидных поясов они отличаются более сложным строением и разнообразной металлогенией. В наиболее полном виде образование таких поясов происходит в три этапа. МПМ образуются в течение первого из них, когда формируются рудоносные ВПА – андезитоидные (адикитовые) вулканогенные и комагматичные

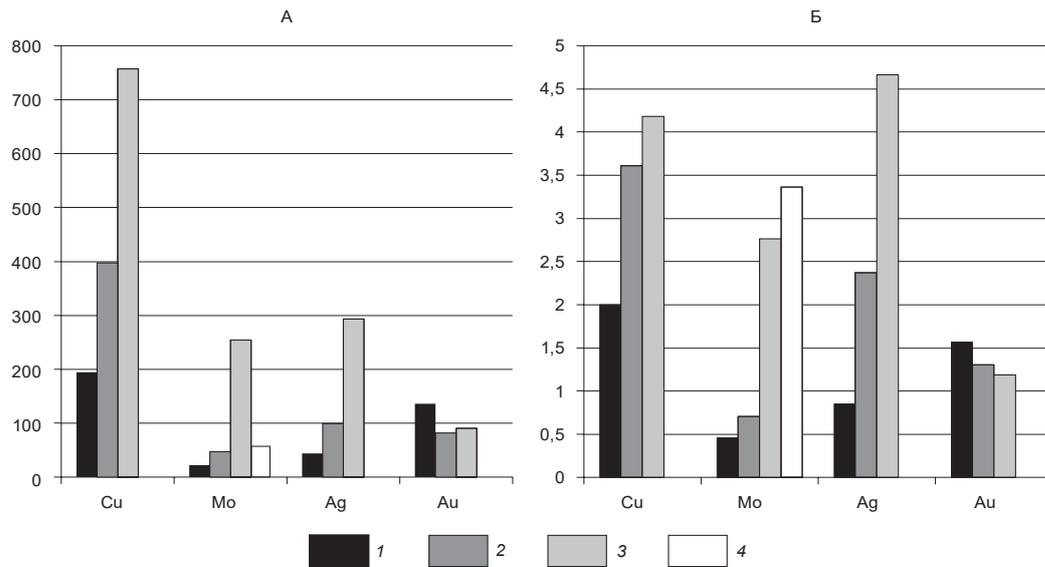


Рис. 1. Распределение суммарных (А) и усреднённых (Б) запасов металлов в Au-Cu- (1), Mo-Cu- (2), Cu-Mo- (3) и Mo-порфировых (4) месторождениях (Cu – млн т, Mo – $n \cdot 10^{-1}$ млн т, Ag – тыс. т, Au – $n \cdot 10^{-1}$ тыс. т). С использованием БД USGS [40]

им габбро-диорит-гранодиоритовые либо диорит-гранодиорит-монцитонитовые плутоногенные комплексы. Среди пород среднего этапа преобладают риолиты и дацит-риолиты, а плутоногенные составляющие ВПА представлены гранодиорит-гранитной, гранит-лейкогранитной, лейкогранит-щёлочнo-гранитной формациями. В третий, заключительный этап образуются трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовые серии вулканитов, а также щёлочнo-гранитные-граносиенитовые формации, щелочные габброиды.

Запасы и содержания МПМ зависят от геотектонических обстановок их формирования. Как показал анализ распределения МПМ по запасам и содержаниям металлов, выполненный В.С. Звездовым и Б.С. Зеликсоном по базе данных из 409 объектов (по БД USGS [40], дополненной сведениями по ряду отечественных и зарубежных месторождений, разведанных в последние 15 лет), самые значительные запасы Cu, Mo и Ag сосредоточены в Cu-Mo-порфировых месторождениях андезитоидных окраинно-континентальных ВПП, характеризующихся мощным сиалическим слоем ЗК, в то время как наибольшими запасами (и содержаниями) Au обладают объекты Au-Cu-порфирового типа островодужных базальтоидных поясов с океанической корой (рисунки 1, 2). Корреляция между запасами: Cu, Mo и Ag – высокая

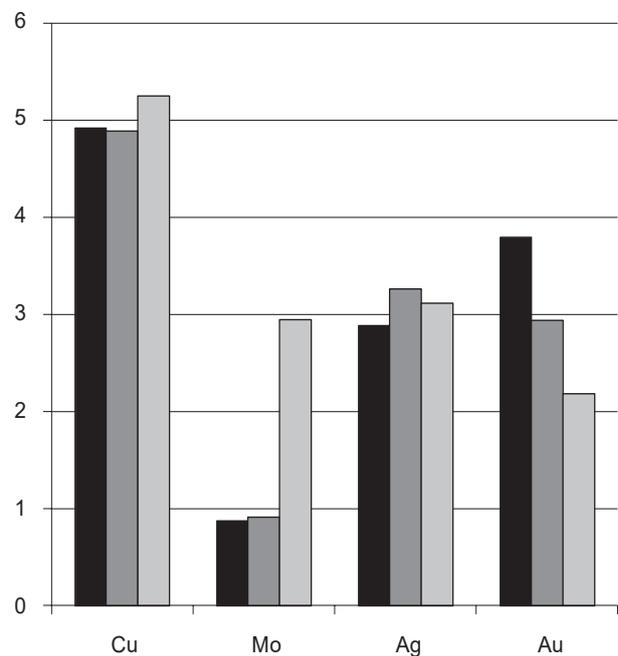


Рис. 2. Распределение средних содержаний металлов в месторождениях медно-порфирового семейства (Cu – $n \cdot 10^{-1}$ %, Mo – $n \cdot 10^{-2}$ %, Ag – г/т, Au – $n \cdot 10^{-1}$ г/т). С использованием БД USGS [40]:

см. усл. обозн. к рис. 1

(0,75–0,88); Au, Cu и Ag – значительно слабее (0,23–0,33); Au и Mo – полностью отсутствует. В отличие от запасов, значимые корреляционные связи между средними содержаниями металлов, за исключением Au и Ag, не выявлены (табл. 1).

В то же время используемые в известных классификациях МПМ отношения содержаний Cu/Mo и Au/Mo в рудах характеризуются существенным наложением областей распределения (см. табл. 1, рис. 3), что не позволяет рассматривать эти отношения в качестве надёжных критериев разделения медно-порфирового семейства на типы. Более достоверным критерием типизации МПМ является их геотектоническая позиция, от которой зависят петрология продуктивных плутогенных формаций, рудно-метасоматическая зональность и вещественный состав руд месторождений. По этому критерию месторождения семейства могут быть разделены на два рудно-формационных типа (РФТ): *золото-медный* (с повышенным содержанием Au в рудах при практическом отсутствии Mo) и *молибденово-медный* (с повышенным содержанием Mo), а вмещающие их РМС – на две группы, принадлежащие базальтоидным и андезитоидным ВПП. Первая связана с магматическими формациями габбро-диорит-тоналитового ряда На профиля, вторая – с К-Na- и Na-K формациями

1. Матрица корреляционных связей между запасами и содержаниями металлов в месторождениях медно-порфирового семейства

Запасы				
	Cu	Mo	Ag	Au
Cu	1,00			
Mo	0,83	1,00		
Ag	0,75	0,88	1,00	
Au	0,33	0,14	0,23	1,00
Содержания				
	Cu	Mo	Ag	Au
Cu	1,00			
Mo	0,09	1,00		
Ag	0,17	0,13	1,00	
Au	0,19	-0,11	0,51	1,00

Примечание. Выделены значимые для пятипроцентного уровня коэффициенты.

габбро-диорит-гранодиоритового и диорит-гранодиорит-монцититового рядов. Метасоматическая зональность систем выделенных типов соответствует моделям – «диоритовой» В. Холлистера [32] и «монцититовой» Дж. Лоуэлла и Дж. Джилберта [33].

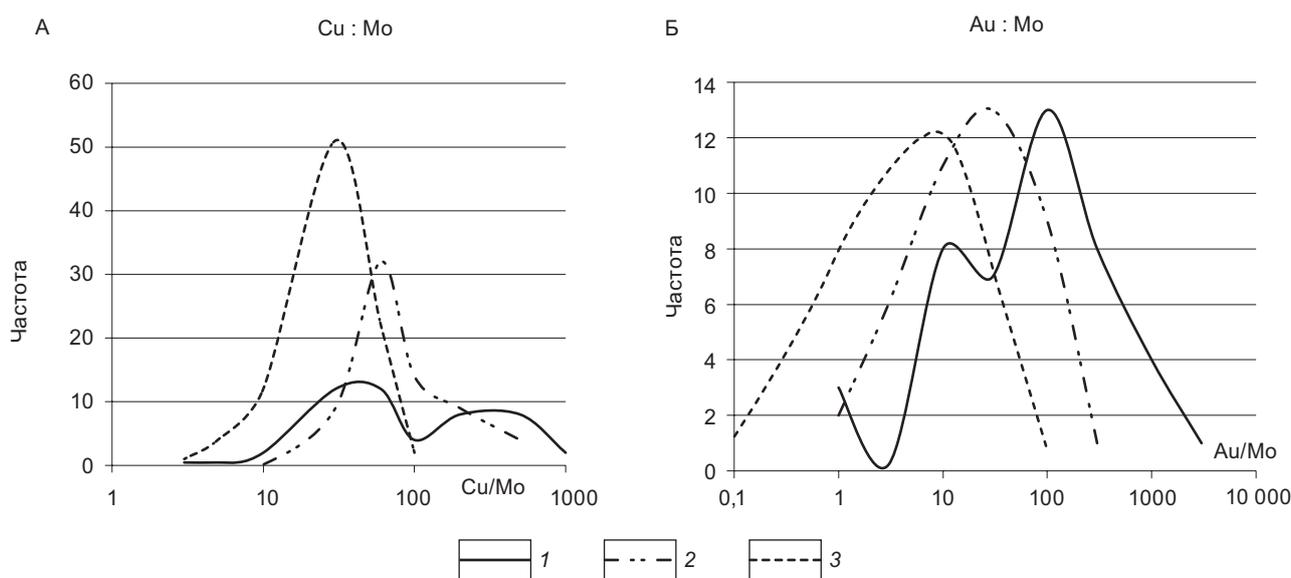


Рис. 3. Графики распределения Au-Cu- (1), Mo-Cu- (2) и Cu-Mo-порфировых (3) месторождений по отношению содержаний Cu/Mo (А) и Au/Mo (Б) в рудах. С использованием БД USGS [40]

Анализ отечественных и зарубежных публикаций последних десятилетий, а также данные собственных исследований показали, что многие МПМ локализованы во внутренних частях крупных РМС с комплексной металлогенией. Во *фланговых* частях таких систем встречаются мезотермальные Au-Cu- и Au-Pb-Zn скарновые, жильные, жильно-прожилковые и метасоматические (Au)-Ag-полисульфидные, Au-сульфидно-кварцевые, иногда Au-порфировые месторождения, а в *верхних периферийных* – эпитермальные жильные, жильно-прожилковые и стратоидные Cu-Au- и Au-Ag «высокой (HS), средней (IS) и низкой (LS) сульфидизации», а также самородной серы. Присутствующие в разных частях КМП РМС разнотипные рудные объекты генетически связаны с едиными магматическими очагами. Однако их сочетания (наборы РФТ) в системах базальтоидных и андезитоидных ВПП, как показало сравнение рудно-формационной зональности нескольких десятков рудных районов и узлов с комплексной металлогенией, различны. Причины – более мощная и разнородная ЗК континентального либо переходного (сиало-фемического) типов андезитоидных ВПП, наличие «промежуточных» магматических очагов в верхних частях сиалического слоя наряду с глубинными «материнскими» на границе с базальтовым слоем («двойственность» источников металлоносных расплавов рассматривается рядом исследователей как одно из главных условий формирования гигантских МПМ). Как следствие, андезитоидные ВПП характеризуются более сложным строением в сравнении с базальтоидными. В них выделяются до трёх структурно-формационных этажей с «собственной» металлогенией, отвечающих раннему, среднему и позднему этапам развития. В ряде систем наряду с МПМ и «сопряжёнными» (парагенетическими) с ними месторождениями других РФТ, возникшими на раннем этапе становления ВПП, отмечаются рудные объекты «совмещённого» типа – структурно-вещественных комплексов (СВК) фундамента поясов, а также образовавшиеся на более поздних этапах развития последних. Базальтоидные ВПП с очагами в океаническом субстрате (базальтовом слое ЗК) обладают более простым строением. Для них характерны КМП РМС только с «сопряжёнными» типами оруденения (табл. 2).

Установленные различия в рудно-формационной зональности КМП РМС базальтоидных и андезитоидных поясов в сочетании с их петрологи-

ческими, рудно-метасоматическими и геохимическими характеристиками позволили выделить две группы таких систем: *золото-медно-порфировую диоритовую и молибден-медно-порфировую гранодиорит-монцитовую*. Обладая рядом сближающих их признаков, эти КМП РМС в то же время обнаруживают специфические черты строения и особенности входящих в их состав рудных образований [11].

Для *золото-медно-порфировых диоритовых* систем базальтоидных ВПП характерно присутствие лишь сопряжённых РФТ – *эпитермального*: стратоидного, жильного и жильно-прожилкового (Ag)-Au-Cu-сульфосолевого (энаргитового, люцит-энаргитового, энаргит-блёклорудного) HS типа, Ag-Au-теллурического IS типа, Au- (Ag-Pb-Zn-Cu)-го LS типа; *мезотермального*: Au-Cu-, Cu- и Fe-скарнового, реже: Au-порфирового, жильного Au-сульфидно-кварцевого и Au-Ag-полисульфидного; *вулканогенного* медного (типа манто); *магматогенного* магнетитового (в габбро-диоритах фанеритовых фаз продуктивных плутогенных формаций).

Молибден-медно-порфировые гранодиорит-монцитовые системы андезитоидных поясов отличаются более разнообразными типами сопряжённого оруденения – эпитермального: стратоидного, жильного, жильно-прожилкового Au-Cu-сульфосолевого (люцит-энаргитового, люцит-тенантитового) HS типа и реже Ag-Au-теллурического IS типа, гнездово-вкрапленного серного; *мезотермального*: Au-порфирового, жильного Au-сульфидно-кварцевого, Au- и Au-Ag-полисульфидного, а также Au-Cu- и Au-Pb-Zn-го скарнового, метасоматического (Au)-Ag-полиметаллического. Среди КМП РМС андезитоидных ВПП нередко полиформационные системы. В их объёме кроме объектов *сопряжённых* РФТ отмечаются месторождения и проявления *совмещённого* типа: сформировавшиеся на более поздних этапах формирования поясов (редкометалльные, оловорудные, (Au)-Ag- и Au-кварцевые и др.), а также древних структурно-вещественных комплексов фундамента ВПП (Pb-Zn стратиформные в карбонатных толщах, реже железорудные магматические и скарновые, Au-Cu-Fe-оксидные, Cu-Zn-колчеданные и колчеданно-полиметаллические). Стратиформные залежи полиметаллических и колчеданных руд в тепловом поле интрузивов продуктивной на Cu-порфировые руды формации частично или полностью регенерированы. Примерами КМП РМС с совмещённой (наложенной)

2. Комплексные медно-порфиновые рудно-магматические системы (КМП РМС) базальтоидных и андезитоидных ВПП [5]

Характеристики		Золото-медно-порфиновые диоритовые РМС	Молибден-медно-порфиновые гранодиорит-монцититовые РМС
Геотектоническая позиция		Базальтоидные ВПП островодужных и рифтовых структур	Андезитоидные ВПП – окраинно-(периокеанические) и внутриконтинентальные
Состав фундамента поясов		Фемический	Сиало-фемический, фемически-сиалический
Рудоносные интрузивные формации		Габбро-диорит-кварцево-диоритовая (плагиогранитная), натриевая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, калиево-натриевая, диорит-гранодиорит-монцититовая, натриево-калиевая
Отношение K_2O/Na_2O		0,1–0,4	0,5–1,2
Рудоносные порфиновые фазы		Диоритовые, кварцевые диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры	Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцитит-порфиры
Значение индекса $S/I = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$, по Дж. Гриффитсу и К. Гудвину, 1982 г.		0,6–0,9	0,7–1,1
Геохимические характеристики, по С. Титли и Р. Бину, 1981 г.: Sr^{87}/Sr^{86}		0,705	0,703–0,710
Рудно-формационные типы медно-порфинового семейства		Аu-Си-порфиновый	Аu-Мо-Си-порфиновый, Си-Мо-порфиновый
Основные и (второстепенные) типичные рудообразующие минералы		Пирит, халькопирит, магнетит, гематит, борнит (пирротин)	Пирит, халькопирит, молибденит, борнит (магнетит, галенит, сфалерит)
Геохимические особенности руд: отношение Cu/Мо в первичных рудах, отношение Cu/Аu, содержание Re в молибдените		250:1 и более, 9000:1–75 000:1, 600–1500 (до 1800)	15–30:1–200:1, 15 000:1–200 000:1, 50–1000 (до 1600)
Состав метасоматических изменений и их зональность (от центра к периферии): К – калишпатизация, Б – биотитизация, Ф – филлизитизация, А – аргиллизация, П – пропицитизация		Ф–Б–П, Ф–А–П, Б–П	К–Б–Ф–А–П, Б–Ф–А–П, Ф–А–П
Месторождения, сопряжённые с медно-порфировыми в объёме единых КМП РМС, сформировавшиеся на разных этапах становления ВПП	Поздний этап	Отсутствуют	Жильные и штокверковые редких металлов и земель, серебра, флюорита, сурьмы и ртути
	Средний этап	Отсутствуют	Жильные и штокверковые: Аu-Аg с ведущей ролью Аg в рудах; Аu-кварцевые, Си-полиметаллические, (Sn)-Аg-полиметаллические, Мо-U, Та-Nb, (Be)-W-Мо, Мо-порфировые; редкометалльные (Мо, W), Sn кварцево-жильно-грейзеновые, скарновые и скарново-грейзеновые

Характеристики		Золото-медно-порфировые диоритовые РМС	Молибден-медно-порфировые гранодиорит-монцитонитовые РМС
Месторождения, сопряжённые с медно-порфировыми в объёме единых КМП РМС, сформировавшиеся на разных этапах становления ВПП	Ранний этап	Эпитермальные стратоидные, жильные и жильно-прожилковые: Ag-Au-Te IS типа, (Ag)-Au-Cu HS типа, Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) LS типа; мезотермальные: Au-Cu-, Cu- и Fe-скарновые, реже: Au-порфировые, жильные Au-сульфидно-кварцевые и Au-Ag-полисульфидные; вулканогенные медные (типа манто); магматические магнетитовые	Эпитермальные стратоидные, жильные, жильно-прожилковые, гнездово-вкрапленные: Cu-Au HS типа, самородной серы, реже Ag-Au-Te IS типа; мезотермальные: Au-порфировые, жильные Au-сульфидно-кварцевые, Au- и Au-Ag-полисульфидные, проксимальные Au-Cu- и дистальные Au-Pb-Zn скарновые, метасоматические (Au)-Ag-полиметаллические, редко боросиликатные стратоидные
Месторождения фундамента ВПП, совмещённые с медно-порфировыми в объёме единых КМП РМС		В базальтоидных островодужных поясах отсутствуют; в рифтовых ВПП – Cu-Zn-колчеданные в перивулканических зонах	Полиметаллические стратиформные, железорудные (магнетит-гематитовые, магнетитовые, медно-титано-магнетитовые) магматические и скарновые, редко: Cu-Zn-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, Au-Cu-Fe-оксидные
Примеры КМП РМС		Вознесенская, Верхнеуральская, Ключевская, Круглогорская, Кияктинская (Россия); Эртсберг, Бату Хайджау, Тумпангпиту, Селодонг, Иланг, Хуу (Индонезия); Багио, Манкайян, Тампакан (Филиппины); Фрида Ривер-Нена, Уафи-Голпу (Папуа – Новая Гвинея); Сепон (Лаос)	Екдэжгычская, Малмыжско-Болонская, Анаджаканская, Пони-Мулинская, Быстринская, Чаплинская, Левинсон-Лессинга, Центрально-Камчатская, Малетойваямская, Сеэрваямская, Медьгорская, Томинско-Березняковская, Янаслорская, Новогодненская, Элькошорская, Ауэрбаховская, Тарутинская (Россия), Алмалыкская (Узбекистан), Коунрадская, Акчатауская, Карагайлы (Казахстан), Речк-Лахоца (Венгрия), Бор, Златно (Сербия), Злата Баня (Словакия), Окно-де-Фьер (Румыния), Панагюрская (Болгария), Андакколо (Чили), Бингхэм Каньон, Супериор, Минерал Парк, Коппер Каньон (США)

металлогенией являются Акчатау-Коунрадская и Акчатауская (Казахстан), с совмещённой (унаследованной) – Центрально-Камчатская (Россия), Алмалыкская (Узбекистан), Карагайлы (Казахстан), Кедабекская (Азербайджан), Бор (Сербия), Панагюрская (Болгария), Бингхэм Каньон (США). При металлогеническом районировании они могут выделяться как комплексные рудные районы (КРР) и узлы (КРУ) [35].

В периокеанических и океанических островодужных базальтоидных ВПП, сформированных на базитовой ЗК, в КМП РМС присутствуют только объекты сопряжённых с медно-порфировыми РФТ. Лишь в системах *рифтовых поясов в единичных случаях* (в перивулканических зонах) *отмечаются более древние месторождения* – Cu-Zn-колчеданные и хромитовые. Совместное нахождение МПМ с первыми из них в объёме единых РМС в целом не характерно, что обусловлено автономностью зон развития колчеданосных вулканогенных формаций и следующих за ними ВПА, продуктивных на медно-порфировые и сопряжённые руды. Присутствие хромитовых месторождений может наблюдаться только в шовных зонах интенсивных тектонических процессов (надвигов). Пример – Воскресенская КМП РМС, содержащая в блоках базит-гипербазитового субстрата ВПП проявления хромитовых руд [11].

В обстановках с присутствием фемических блоков в субстрате (ЗК переходного типа) андезитоидных ВПП выделенные в их пределах КМП РМС по набору сопряжённых РФТ и содержаниям Au в рудах «сближаются» с золото-медно-порфировыми системами базальтоидных ВПП. Примеры – Екдэггычская (Баимская) в России, Алмалыкская в Узбекистане, Пибл в США. Подобная ситуация отмечается и для КМП РМС некоторых базальтоидных поясов – периокеанических, например Новогвинейского и внутриконтинентальных рифтовых, таких как Верхнеуральский, в фундаменте которых имеются сиалические блоки ЗК.

Как следствие, необычно высокие запасы Au в первом случае и промышленно значимые Mo – во втором. Для Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Пибл, например, запасы категорий $C_1 + C_2$ (measured + indicated resources) и прогнозные ресурсы кат. P_1 (inferred resources) в недрах на 31.01.2009 г. составляли [6]: Cu – 36,6 млн т (при среднем содержании 0,30%), Mo – 2,53 млн т (0,015–0,038%), Au – 3042 т (0,32–0,37 г/т). Столь колоссальные запасы и молибдена, и золота обус-

ловлены, по-видимому, положением этого объекта между Центральной и Внутренней (тыловой) зонами мезозойско-кайнозойского подвижного пояса Кордильер Северной Америки. Первая из них, по данным [21, 36], в целом развивалась на континентальном сиалическом основании (с палеопротерозойскими гранито-гнейсами), вторая – на океаническом Прибрежного ВПП с мафическими и ультрамафическими комплексами мантийного происхождения.

Убедительным примером влияния сиалических блоков, присутствующих в субстрате некоторых периокеанических базальтоидных поясов, на состав руд является одно из самых молодых в мире (плейстоценовое – около 1,2 млн лет) Au-Cu-порфировое месторождение Ок Теди (Папуа – Новая Гвинея) с запасами и ресурсами [42]: Cu – 5 млн т (среднее содержание – 0,76%), Au – 490 т (1,1 г/т) и Mo – 0,08 млн т (0,011%). Этот объект находится в южном сегменте Новогвинейской островной дуги, наложенном на окраину Австралийской платформы, что отразилось в появлении магматитов повышенной калиевой щёлочности (монцодиоритов, кварцевых монцонит-порфиров) и значимых содержаний Mo в рудах. Характерно, что расположенные севернее (в Индонезии) и восточнее (в Папуа – Новая Гвинея), в той же дуге, но с преимущественно фемическим основанием, гигантские месторождения того же Au-Cu-порфирового типа Грасберг (Cu – 24 млн т (0,6%), Au – 2560 т (0,64 г/т)), Фрида Ривер (Cu – 5,52 млн т (0,52%), Au – 329 т (0,31 г/т)) и Йафи-Голпу (Cu – 9 млн т (1,03%), Au – 600 т (0,69 г/т)), сопряжённые с интрузивами тоналитового ряда (хотя монцонитоидные также присутствуют, но менее распространены), практически не содержат Mo. Запасы и содержания металлов всех перечисленных объектов, кроме Ок Теди, даны по БД USGS [40].

Отмеченные выше корреляционные связи между запасами основных полезных компонентов руд, а также между их содержаниями отражают различие в минеральных типах руд (составе основных рудообразующих ассоциаций) месторождений разных РФТ медно-порфирового семейства. Так, высокая корреляция между запасами Cu, Mo и Ag обусловлена развитием полисульфидного типа руд, характерного для фланговых частей МП РМС с Cu-Mo- и Mo-Cu-порфировыми месторождениями андезитоидных ВПП. Он мало распространён в системах с Au-Cu-порфировыми месторождениями базальтоидных поясов. Для последних, в свою

очередь, характерны аномально низкие содержания (и запасы) Мо и высокие Ас, отражающие повышенную золотоносность рудоносных магм в островодужных структурах с океаническим типом ЗК.

Краткие описания примеров КМП РМС базальтоидных (Вознесенская (Россия), Бату Хайджау, Эртсгберг (Индонезия); Багио (Филиппины); Фрида Ривер-Нена (Папуа – Новая Гвинея)) и андезитовидных (Ауэрбаховская, Томинско-Березняковская, Екдэжгычская (Баимская), Ольховская, Левинсон-Лессинга, Авачинско-Китхойская, Малетойвайская, Тымлаткая и др. (Россия), Алмалыкская (Узбекистан), Акчатауская (Казахстан), Реч-Лахоца (Венгрия)) поясов были приведены нами в серии статей [11–13, 17]. В настоящей работе дополнительно помещена характеристика отдельных РМС базальтоидных и андезитовидных ВПП с ярко выраженной комплексной металлогенией.

Классическим примером *комплексных Au-Cu-порфировых диоритовых систем надсубдукционных островодужных ВПП с океаническим (базитовым) фундаментом* с «полным набором» возможных типов *сопряжённого* эпитермального благороднометалльного оруденения является *РМС Лепанто* – FSE горнорудного района Манкайян на о. Лусон – в северной оконечности филиппинской островной дуги. Целесообразно дать подробное его описание.

Манкайян – один из самых богатых горнодобывающих регионов Филиппин как с точки зрения разведанных запасов и прогнозируемых ресурсов, так и разнообразия рудно-формационных типов месторождений благородных и цветных металлов. Как и ранее описанный нами [11] рудный район Багио, находящийся в 50 км южнее, он выделен в Филиппинской зоне глубинных внутридуговых разломов, контролировавшей проявления неоген-четвертичного магматизма и генетически связанных с ним Au-Cu-порфировых и сопряжённых эпитермальных Cu-Au и Au-Ag месторождений HS, IS и LS типов. Их геологическое строение, рудно-метасоматическая зональность, минералого-геохимические и изотопно-геохимические характеристики описаны в работах В. Хеденквиста, А. Аррибаса, Г. Корбе, Т. Лича, М. Калдера, Дж. Рейнолдса, Ю. Тарана, З. Чанга, А. Гэйбора и др. [24, 26, 29–31].

РМС Лепанто – FSE включает Au-Cu-порфировые месторождения FSE (Far South East) и Гуинаоанг, рудопроявления того же типа Буаки, Палидан, а также сопряжённые золоторудные эпите-

ральные месторождения: HS (Лепанто), IS (Виктория, Тереза) и LS (Найак, Суйок) типов (рис. 4). Все они генетически связаны с ВПА позднемиоцен-плейстоценового ВПП, сформировавшегося на океанической коре при субдукции Евроазиатской плиты под Филиппинскую, и контролируются глубинным разломом Лепанто с серией сопряжённых разрывных нарушений.

В пределах рудного района выделены 4 основные вулканогенные серии, представленные покровами лав и вулканокластитов, экструзивными куполами и некками андезитового и дацитового составов; на его западном фланге находится многофазный гранитоидный массив, в центре и на юго-западе – не вскрытые эрозией субвулканические интрузивы кварцевых диоритовых и диоритовых порфиринов, с которыми сопряжены Au-Cu-порфировые месторождения FSE и проявления Гунаоанг и Буаки. Возраст выделенных магматических образований определён по геологическим соотношениям, а также результатам датировки различными методами: K-Ar – по роговой обманке, гидротермальному биотиту, алунисту, серициту, молибдениту, Ar-Ar – по плагиоклазу, U-Pb – по цирконам. Все эти образования обладают существенно натровым составом, что характерно для надсубдукционных островодужных поясов.

Вскрытый эрозией и разведочными скважинами субстрат пояса сложен подушечными лавами, лавобрекчиями и туфами базальтов верхней части формации Лепанто (P_2-P_3) и несогласно перекрывающей их вулканокластической толщей (андезитовые брекчии с прослоями песчаников и конгломератов) серии Балили (P_3-N_1). Расположенный к западу крупный массив габбро-диорит-тоналитового комплекса Багон внедрился на поздней стадии накопления вулканитов Лепанто.

На фундаменте с несогласием залегает обширная покровная вулканогенная толща комплекса Имбангуила (N_2-Q), представленная диатремовыми брекчиями и туфами дацитов. Среди них на участке месторождения FSE выделено куполовидное тело дацитовых порфиринов, в наиболее поздних публикациях называемых «диоритовыми» (рис. 5). По геофизическим данным для него установлены два вулканических канала с вертикальными стенками, прослеженные скважинами до глубины 1000 м (до 100 м ниже уровня моря).

Примерно на этой же глубине находится кровля плейстоценового порфирового штока (3 фазы внедрения кварцевых диоритовых и диоритовых

порфиритов), в эндо-экзоконтактовой зоне которого локализовано открытое в 1980 г. месторождение FSE с предполагаемыми ресурсами (inferred resource) меди – 4,5 млн т (при среднем содержании 0,5%) и золота – 616 т (0,7 г/т) в подсчётном блоке между уровнями 500 и -400 м [24]. В апикальной части интрузива установлены оруденелые гидротермально-магматические брекчии. Руд-

ный штокверк рассечён дайкообразным телом поздних магматических брекчий с обломками Au-Cu-порфирировых руд (рис. 6).

Излившиеся аналоги рудоносных интрузивов, судя по публикациям, отсутствуют, что может свидетельствовать о режиме коллизионного сжатия (с перерывом в вулканизме) на рассматриваемом участке земной коры в плейстоцене, обусловленном

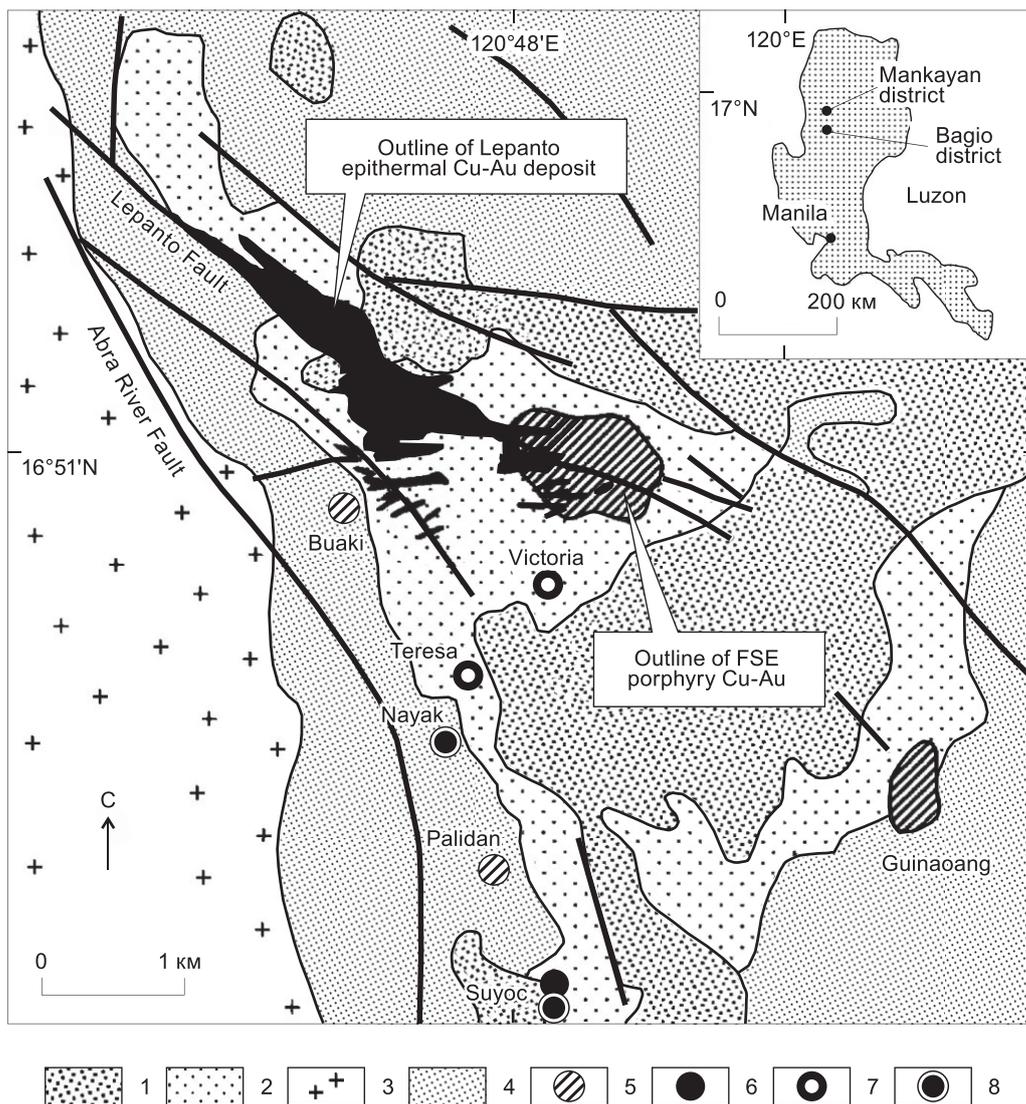


Рис. 4. Схематическая геологическая карта горнорудного района Манкайян (о. Лусон, Филиппины). Комплексная РМС островодужного ВПП, включающая Au-Cu-порфирировые, эпитермальные медно-золоторудные (HS типа) и золото-серебряные (IS и LS типов) месторождения и проявления. По [30] с изменениями:

1 – дациты Бато (Q); 2 – дациты, диоритовые порфириды Имбандуила (N₂); 3 – габбро, диориты, тоналиты Багон (P₂₋₃); 4 – породы фундамента ВПП(K₂-N₁); месторождения (с проекциями рудных тел Лепанто, FSE и Гунаоанг на дневную поверхность) и рудопроявления: 5 – Au-Cu-порфирировые, 6 – Cu-Au HS типа, 7 – Au-Ag IS типа, 8 – Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) LS типа

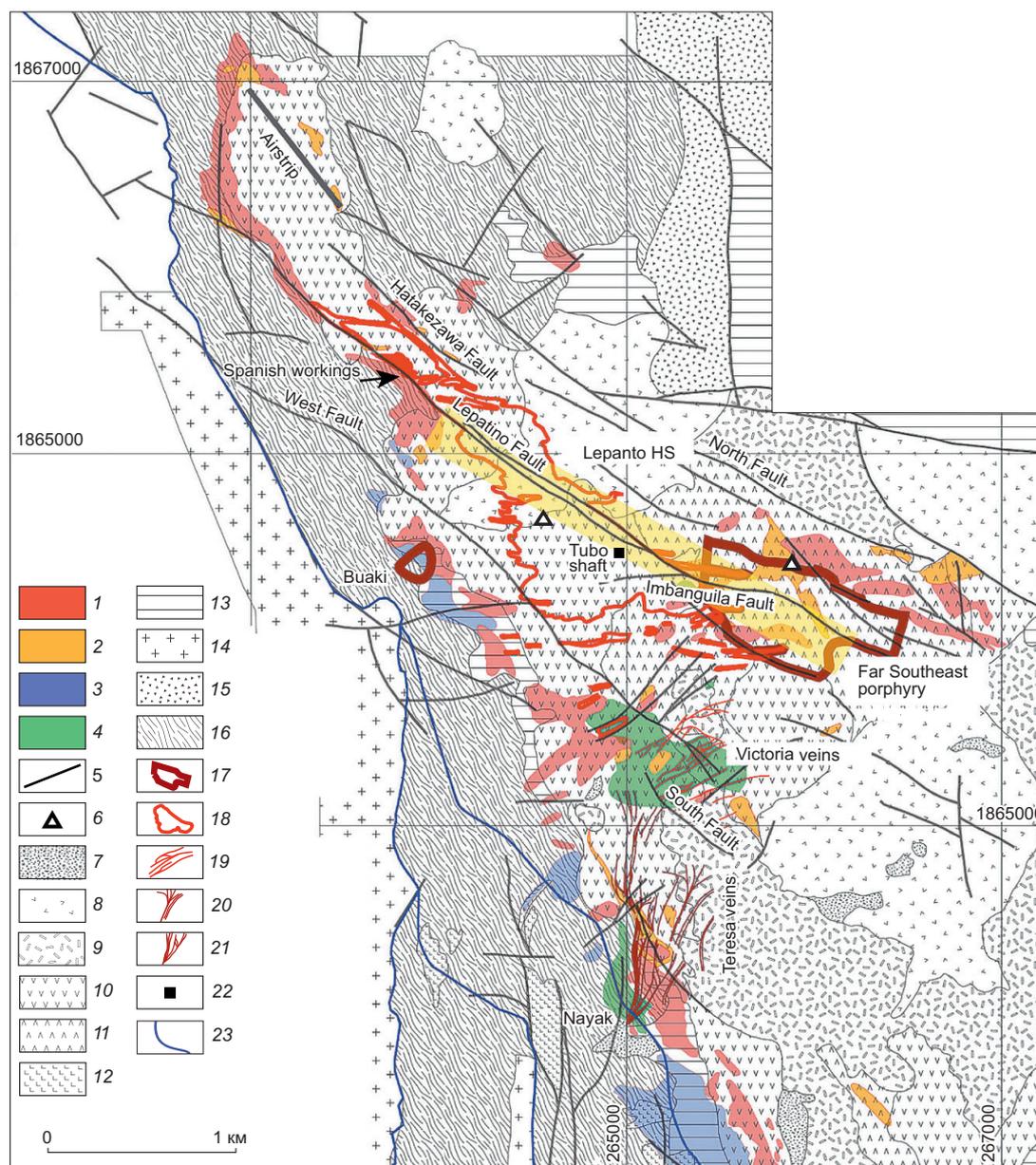


Рис. 5. Геологическая карта центральной части горнорудного района Манкаян (о. Лусон, Филиппины) с отображением: вулканических, субвулканических и плутоногенных комплексов; зон гидротермально-метасоматических изменений; проекций рудных тел месторождений Лепанто, FSE и Буаки; Au-Ag жил IS типа Виктория и Тереза. По [29] с изменениями и дополнениями:

1 – остаточный кварц ± кварц-алунит ± пирит; 2 – диксит ± каолинит ± пирит; 3 – серицит-иллит ± мусковит ± альбит + пирит ± штокверки; 4 – иллит и (или) смектит + пирит; 5 – разломы; 6 – брекчии; 7 – туфы Ланпанган; 8 – туфолавы, туфы дацитов Бато; 9 – дацитовые порфиры Бато; 10 – дацитовая пирокластическая серия Имбангуила; 11 – диоритовые порфиры Имбангуила; 12 – кварцевые диоритовые порфиры; 13 – лавобрекчии андезитов Балили; 14 – габбро-диорит-тоналитовый комплекс Багон; 15 – вулканокластическая серия Апаоан; 16 – метавулканы Лепанто (лавы и туфы базальтов); 17–21 – месторождения (проекции рудных тел на дневную поверхность): 17 – Au-Cu-порфировые FSE и Буаки, 18–21 – эпитермальные медно-золоторудные и золото-серебряные: 18 – Cu-Au HS типа – Лепанто, 19–20 – Au-Ag жильные IS типа: 19 – Виктория, 20 – Тереза, 21 – Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) жильное LS типа – Найак; 22 – Шахта Табо; 23 – реки; лимонно-жёлтой полосой показана область опробования (в продольном разрезе месторождений Лепанто – FSE) при изучении химического и изотопного состава сульфатных и сульфидных минералов руд

субдукцией асейсмичного океанического хребта Скарборо Евроазиатской плиты под Филиппинскую. Такая обстановка способствует возникновению мощных неглубоко залегающих флюидонасыщенных магматических очагов и накоплению металлов, что является главным условием формирования крупных МПМ [4, 25, 39 и др.]. Именно в этой области филиппинской островной дуги расположены Au-Cu-порфировые и эпитермальные Cu-Au и Au-Ag месторождения главных горнодобывающих районов Багио и Манкайян.

Наиболее молодые в районе дациты (лавы, туфобрекчии, туфы) комплекса Бато (Q) – покровы и купола, занимающие значительную площадь района, – практически не затронуты гидротер-

мально-метасоматическими и рудными процессами и большинством исследователей отнесены к пострудным.

К северо-западу от месторождения FSE, вдоль зоны разлома Лепанто на расстояние до 4 км прослежена зона развития передовых аргиллизитовых изменений (литокап), к которой приурочено крупное Cu-Au (золото-энаргитовое) месторождение HS типа Лепанто с запасами (по состоянию на 1995 г.): Cu – 0,73 млн т (при среднем содержании 2,2%), Au – 115 т (3,5 г/т), Ag – 393 т (10,7 г/т). Разработка этого объекта на медь началась ещё до конца XVI столетия, а промышленная на Cu, Au и Ag – с 1936 г. Месторождение Лепанто, а также расположенные южнее Au-Ag жилы IS типа Виктория

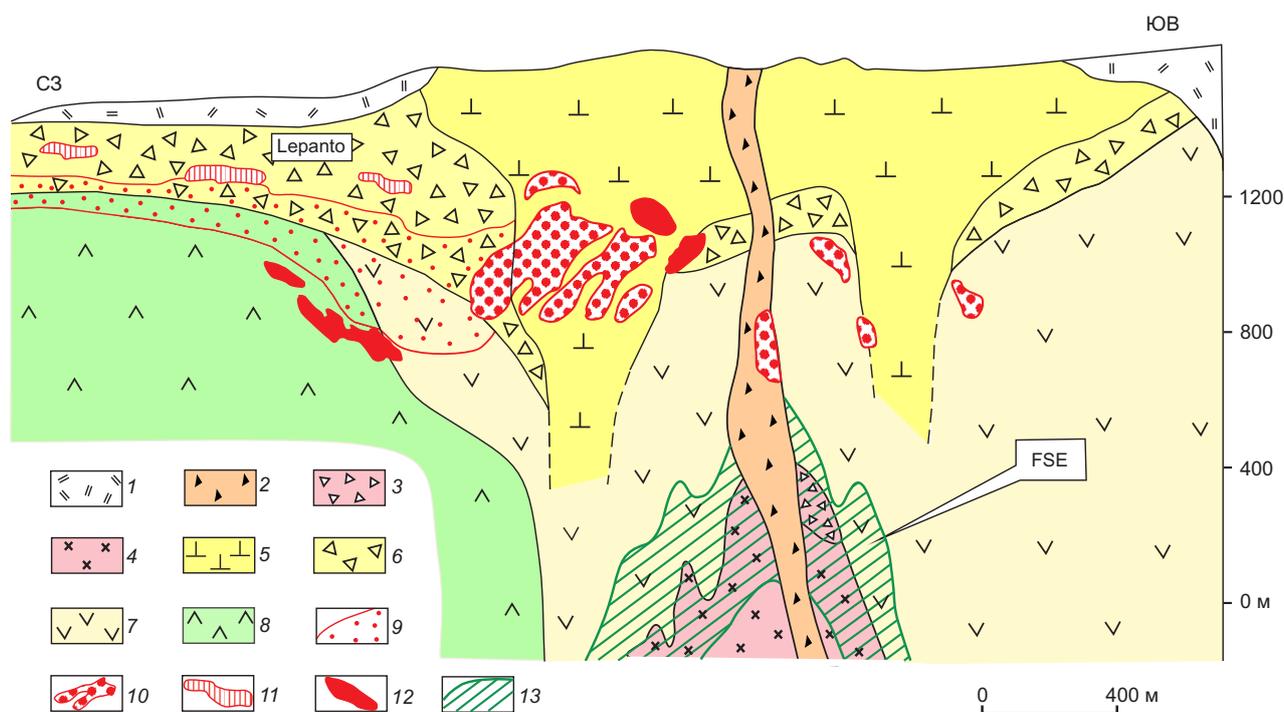


Рис. 6. Модельный разрез РМС Лепанто – FSE горнорудного района Манкайян (Филиппины). Составлен по [24, 26, 30]:

1 – дациты (лавы, туфобрекчии, туфы) комплекса Бато (Q); 2 – магматические брекчии (Q); 3–4 – рудоносный порфировый шток месторождения FSE (Q): 3 – брекчии с гидротермальным цементом, 4 – кварцевые диоритовые и диоритовые порфиры (три фазы внедрения); 5–6 – комплекс Имбангуила (N₂-Q): 5 – дацитовые (диоритовые) порфиры, 6 – пирокластическая дацитовая серия (диатремовые брекчии, туфы); 7–8 – комплексы субстрата ВПП: 7 – вулканокластическая серия Балили (андезитовые брекчии с прослоями песчаников и конгломератов, P₃-N₁), 8 – метавулканыты верхней части разреза формации Лепанто (лавы, лавобрекчии и туфы базальтов, P₂-P₃); 9–12 – эпитермальные Au-Cu (золото-энаргитовые) руды HS типа: 9–11 – с содержанием усл. Cu > 2,5 %: 9 – вкрапленные, 10 – штокерковые, 11 – стратоидные, 12 – штокерковые с содержанием Au > 4 г/т; 13 – Au-Cu-порфировые (халькопирит-борнитовые) с содержанием усл. Cu > 1,0 %

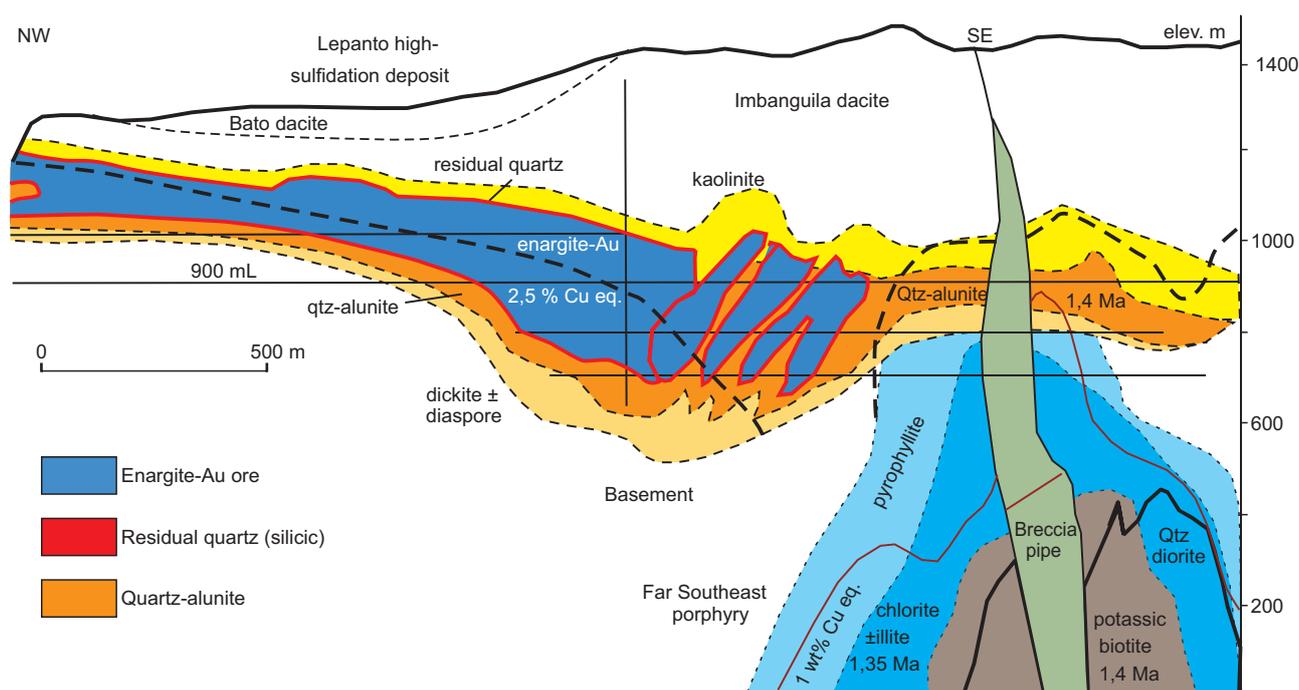


Рис. 7. Модель метасоматической зональности РМС Лепанто – FSE в продольном сечении. По [31]:

толстым пунктиром показана линия поверхности фундамента ВПП (в плоскости разлома Лепанто) – структурного и стратиграфического несогласия, контролировавшего вместе с перекрывающей проницаемой вулканокластической толщей направленность течения растворов и в итоге определившего морфологию и строение зоны передовой аргиллизации (литокапа); пояснения в тексте

и Тереза (в сумме 80 т Au при ср. сод. 7,3 г/т) и Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) жилы LS типа Найак и Суйок сформировались в результате близповерхностных гидротермальных процессов, сопровождающих становление находящегося на глубине крупного интрузивного массива, в эндо-экзоконтактовых зонах выступов-апофиз которого образовались Au-Cu-порфировые месторождения FSE и Гуинаоанг, рудопроявления того же типа Буаки и Палидан.

Cu-Au руды месторождения Лепанто вмещает полого залегающее линзообразное тело остаточного кварца, сопровождаемое ореолом кварц-алунитовых (с пиритом) и каолинит-диаспор-диккитовых изменений (см. рисунки 5, 7). Контур промышленной минерализации «охватывает» наиболее мощную (с раздувами) часть этого тела на расстоянии до 2 км от порфирового интрузива FSE – источника рудоносных флюидов. Штокверковые (прожилково-вкрапленные), стратоидные и вкрапленные Cu-Au руды представлены в основном медно-мышьяковыми сульфидами – преобладаю-

щим энаргитом и лузонитом, реже встречающимся халькопиритом и золото- и серебросодержащими минералами [29].

Для Au-Cu-порфирового месторождения FSE установлена типичная для золото-медно-порфировых диоритовых систем зональность, соответствующая «диоритовой» модели В. Холлистера [32]. В направлении от порфирового штока во вмещающие породы зона ранних калиево-кремниевых изменений (биотитовая с вкрапленностью магнетита и ранними кварцевыми жилами с ангидритом, магнетитом, биотитом) сменяется наложенной на неё филлизитовой (серицит-иллит-хлорит-альбитовой с пиритом). Последняя вмещает штокверковые высокосортные халькопирит-борнитовые с золотом руды, прожилковые – (борнит)-халькопиритовые (практически без жильного сопровождения) и самые поздние пирит-ангидрит-кварцевые. На периферии – пропилитовая зона с рассеянной пиритовой вкрапленностью (пиритовый ореол).

По данным определения абсолютного возраста [24], биотит внутренней зоны и алунит литокапа образовались близсинхронно ~1,45 млн лет назад, а белая слюда («white mica»), являющаяся переходной к пирофиллиту (в основном – иллит и серицит), ~1,3–1,35 млн лет назад. Продолжительность формирования РМС, вмещающей в своих внутренних (осевых) и внешних (периферийных) частях объекты различных РФТ, оценивается в 100–200 тыс. лет. Её эволюция реконструирована В. Хеденквистом с соавторами [24, 29, 31] с использованием данных термобаро-геохимических и изотопно-геохимических (по S) исследований сульфатных и сульфидных минералов и может быть представлена следующим образом.

После внедрения в олигоцен-плейстоценовую вулканогенную толщу трёх штоков диоритовых порфириров (мощность вскрыши над ними в этот момент оценивается примерно в 2 км) около 1,4 млн лет назад преимущественно в их апикальных частях под воздействием гиперсолёных растворов (рассолов), поднявшихся из магматического очага, произошли ранние высокотемпературные калиево-кремниевые преобразования. На горизонтах вблизи уровня моря возникла биотитовая зона с убогой непромышленной минерализацией ($Cu \leq 0,5\%$ и $Au \leq 0,5$ г/т) *первой (ранней) стадии рудообразования*, в то время как из кислых конденсатов магматического пара, отделившегося от «тяжёлого» магматического рассола и «проникшего» на северо-запад вдоль разлома Лепанто до уровней 650–700 м и выше, в результате интенсивного кислотного выщелачивания вулканитов среднего и основного состава комплексов Имбангуила, Балили и Лепанто образовалась близповерхностная безрудная аргиллизитовая зона (литокап) с линзовидным телом остаточного кавернозного кварца. Основной объём этой зоны сложен кварц-алунитовыми с пиритом метасоматитами, которые в нижних контактах сменяются диаспор-диккитовыми или хлорит-монтмориллонитовыми (в зависимости от исходного состава вулканитов вышеназванных комплексов), а в верхних и боковых – каолинит±диккитовыми. По данным изучения газовой-жидких включений и изотопного состава S алунита и пирита первой стадии, температура этих кислых растворов над месторождением FSE составляет ~300–400 °C при pH – 2–1 ($H_2S:SO_4$ в среднем ~2:1), а в литокапе – $T < 250$ °C при pH – до 0,7 (рис. 8).

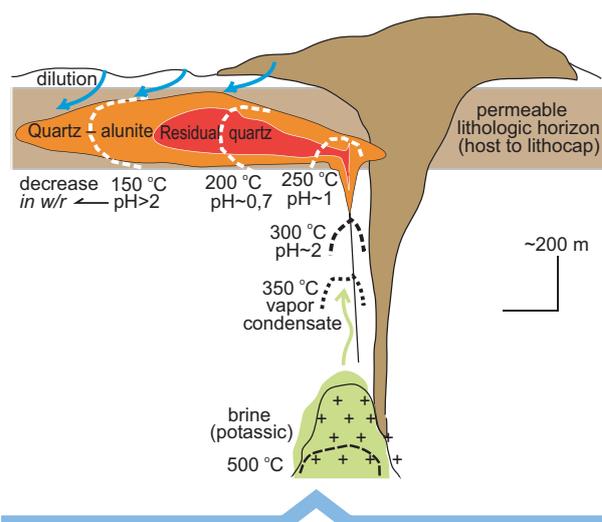


Рис. 8. Модельный разрез РМС Лепанто – FSE с полого-залегающей зоной интенсивного кислотного выщелачивания высокопроницаемых вулканокластических пород. По [31]:

показаны: линза «остаточного» кварца с кварц-алунитовым ореолом; изолинии температур и изменения значений pH флюидного потока; направленность течения магматических флюидов (стрелка салатого цвета) и активизированных метеорных вод (голубые стрелки); пояснения в тексте

При остывании интрузива, сопровождаемого дефлюидизацией, до температуры 400 °C и ниже в его эндо-экзоконтактах образовалась филлизитовая зона. Серицит-иллит-хлорит-альбитовая с пиритом метасоматическая ассоциация была наложена на раннюю биотит-магнетитовую. Из высококонцентрированных растворов ($H_2S:SO_4 \sim 10:1$) отложились штокверковые высокосортные халькопирит-борнитовые с Au и прожилковые (борнит)-халькопиритовые руды *второй стадии*. Халькопирит ± борнит заместили более ранний пирит; по ним в свою очередь развились халькозин, дигенит и (или) ковеллин. Золото присутствует в основном в борните в виде мелких (<10–20 мкм) самородных выделений (Ag 8–15%) и теллуридов – креннерита и петцита. Дальнейшее понижение температуры и проникновение в систему метеорных вод, активизированных в тепловом поле плутона, привели к росту кислотности растворов и отложению из них пирит-ангидрит-кварцевых прожилковых руд *третьей (поздней) стадии*.

Отделявшаяся от рассолов флюидная фаза, несущая Cu, Au и Ag, при подъёме и последующем латеральном течении по литокапу окислялась

($H_2S:SO_4 \sim 1:4$) из-за вскипания (вследствие избыточного газового давления) и разбавления метеорными водами. Такие условия привели к отложению сульфидов HS типа *второй стадии* – преобладающего энаргита и лузонита, а также Au и Ag. Образовались вкрапленные, прожилково-вкрапленные и стратоидные золото-энаргитовые руды месторождения Лепанто с исключительно высокими содержаниями Cu и Au.

Температура у подошвы литокапа в этот период составляла ≥ 300 °C, в его внутренней части – < 250 °C, на выклинивании рудного тела Лепанто (примерно в 2 км к северо-западу от месторождения FSE) около – 200–150 °C (см. рис. 8). По мере остывания рудоносного интрузива (затухания теплового источника и снижения гипсометрического уровня циркуляции растворов) изотермы 300 и 200 °C, рассчитанные по изотопному составу S и температурам гомогенизации флюидных включений для первой и второй стадий минералообразования, со временем сместились в сторону «ядра» PMC – порфирирового месторождения FSE на 500 м по латерали и примерно на столько же по вертикали [29, 31].

Характерная особенность описанной PMC – линзовидная форма полого залегающего литокапа, развитого не непосредственно над интрузивом и сопряжённым с ним порфирировым месторождением, а на «плече» системы. Подобная морфология зон передовой аргиллизации с развитием на дальние фланги (до нескольких км) систем отмечалась В. Хеденквистом и др. [30], Г. Корбе и Т. Личем [26], Р. Силлитоу [39], М. Марионо с соавторами [34] во многих рудных районах как островодужных базальтоидных ВПП (Бату Хайджау, Тумпангпиту, Иланг в Индонезии, Фрида Ривер – Нена в Папуа – Новая Гвинея и др.), так и андезитовидных окраинно-континентальных поясов (Андаколло, Рефуджио в Чили, Речк–Лахоца в Венгрии, Янакоча – в Перу и др.). Основными факторами, приводившими к латеральному смещению литокапа относительно оси систем (рудоносных порфирировых штоков), являлись небольшие гидравлические градиенты на малых глубинах и литолого-структурный контроль флюидного потока. Высокотемпературный паровой плюм, восходивший от охлаждающегося и кристаллизующегося интрузива, при пересечении поверхностей структурных несогласий и (или) высокопроницаемых горизонтов – вулканокластических толщ (туфов, туфолов, лавобрекчий) – изменял свою вертикаль-

ную направленность на субгоризонтальную, «растекаясь» по латерали. Как показано для PMC Лепанто – FSE, кислотность флюидов в начале латерального потока возрастала, достигая максимума (pH 1,0–0,7) при температурах от 250 до 200 °C, затем при дальнейшем течении и падении температуры до 150 °C и ниже постепенно снижалась (pH $> 2,0$). При температуре < 200 °C, высоких водно-породных отношениях (w/t $> 10:1$) и активности H_2SO_4 ($SO_2 \gg H_2S$) алунит растворялся; устойчивыми были лишь кварц и пирит. Происходило наиболее интенсивное выщелачивание пород с образованием залежи остаточного кварца. В этой области наблюдается раздув мощности литокапа. При достижении потоком периферийных участков системы реакционная способность растворов снижалась (w/t – с 10:1 до $\sim 2:1$) из-за разбавления метеорными водами. Алунит снова становился стабильным; вокруг кварцевой залежи возник кварц-алунитовый ореол, в приподошвенной части литокапа сменяющийся диаспор-диккитовыми и хлорит-монтмориллонитовыми метасоматитами, а в прикровельной и боковых – каолинит±диккитовыми.

Подобные явления (рост, а затем снижение кислотности, то есть химической активности растворов) происходили и на главной (второй) стадии рудообразования, когда лёгкие летучие компоненты с Cu, Au и Ag, отделившиеся от высокоплотных концентрированных рассолов, из которых на глубине (в эндо-экзоконтактной зоне интрузива) образовались Au-Cu-порфирировые руды месторождения FSE, сначала сформировали Au-энаргитовые руды HS типа («высокой сульфидизации») месторождения Лепанто в залежи остаточного кварца аргиллизитовой зоны, а затем, при дальнейшем течении по высокопроницаемой толще на фоне снижающейся кислотности (реакционной активности) при смешивании со всё большими объёмами метеорных вод, Au-Ag руды IS («средней сульфидизации») и Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) руды LS («низкой сульфидизации») типов. К последним двум типам относятся жилы Виктория и Тереза, Найак и Суйок, расположенные к югу от месторождения FSE.

Всесторонне описанная в публикациях В. Хеденквиста с соавторами [24, 29–31] PMC Лепанто – FSE является, пожалуй, самым наглядным примером комплексных систем островодужных ВПП (с базитовым субстратом) с «полным набором» эпитеpmальных Cu-Au и Au-Ag месторождений

разной степени «сульфидизации», сопряжённых с Au-Cu-порфировым месторождением. Установленные в горнорудном районе Манкайян пространственно-временные соотношения разнотипного оруденения, генетически связанного с единым магматическим очагом в океанической ЗК, а также латеральная металлогеническая зональность характерны для многих РМС (рудных районов) базальтоидных поясов *островных дуг* ЮВ Азии: Багио, Атлас и Суригао – *Филиппинской*; Бату Хайджау, Тумпангпиту, Селодонг, Иланг и Хуу – *Санда* (Индонезия); Фрида Ривер–Нена, Уафи–Голпу, Эртсберг – *Новогвинейской*. Подобные соотношения порфировых и сопряжённых эпitherмальных благороднометалльных месторождений HS и IS типов отмечаются также в некоторых РМС с Au-Mo-Cu-порфировыми месторождениями андезитовидных поясов с сиало-фемическим фундаментом: Екдэргычской (Баимской), Малмыжско-Болонской (Россия); Алмалыкской (Узбекистан); Андакколо, Рефуджио (Чили); Янакоча (Перу); Речк-Лахоца (Венгрия).

В качестве примеров **комплексных Си-порфировых диоритовых систем базальтоидных ВПП, сформировавшихся в рифтовых структурах**, можно привести Вознесенскую и Верхнеуральскую в Ирендыкском и Верхнеуральском ВПП.

Названные пояса, а также другие палеозойские базальтоидные ВПП Урала – Именновский, Новоалексеевский и Гумбейский, входящие в состав Тагильско-Магнитогорской провинции, – сформированы непосредственно после становления колчеданосных базальтоидных формаций на поздних стадиях заполнения рифтовых зон. Образующие их ВПА слагают протяжённые вулканические гряды, сходные по строению с барьерными зонами островных дуг [16].

Ирендыкский ВПП ($D_1-D_2e_2$), выделенный в Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоне (СФЗ), сложен вулканитами базальт-андезитобазальтовой формации (ирендыкская свита D_1-D_2e). Интрузивные комагматы вулканитов слагают небольшие штокообразные тела и дайки, принадлежащие салаватскому и кураганскому комплексам (D_2e_2) габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Породы обеих формаций образуют ВПА, продуктивную на медно-порфировые и золото-сульфидно-кварцевые руды. В качестве наиболее перспективной на эти типы руд рассматривается Северо-Ирендыкская металлогеничес-

кая зона (МЗ), охватывающая северный и западный фланги пояса. Здесь в выступах фундамента присутствуют многочисленные интрузивные массивы рудоносного салаватского комплекса и связанные с ними небольшие по запасам медно-порфировые месторождения (Салаватское, Вознесенское и др.), а также мелкие месторождения золото-известково-силикатной, золото-сульфидно-кварцевой (Красная жила), золото-сульфидной (Малый Каран) и золото-порфировой (Тыелгинское, Наилинское) формаций. В ряде случаев они принадлежат МП РМС, в объёме которых отмечаются как сопряжённые с медно-порфировым, так и унаследованные, то есть принадлежащие субстрату ВПП, типы оруденения. При металлогеническом районировании такие системы выделяются как **комплексные рудные узлы (КРУ)**.

Одним из них является **Вознесенский КРУ**, приуроченный к крупному выступу фундамента в западной перивулканической зоне Ирендыкского ВПП (рис. 9). Выступ сложен породами силурийского известково-кремнисто-диабазового комплекса с телами ультрабазитов, трассирующими зону Главного Уральского разлома. Он представляет собой магматогенное поднятие длительного унаследованного развития с плутонами среднедевонской рудоносной габбро-диорит-плагиогранитовой и позднепалеозойской габбро-гранодиорит-сиенитовой формаций. Рудный узел включает проявления хромитов, медноколчеданных руд и золота известково-силикатной формации фундамента ВПП, а также медно-порфировые, золото-сульфидно-кварцевые и золото-сульфидные проявления и мелкие месторождения, сформировавшиеся при становлении самого пояса.

Вознесенское Mo-Cu-порфировое проявление, изученное в разные годы С. В. Суриным, В. Б. Шишаковым, А. И. Грабежеевым, А. В. Андреевым и другими исследователями, приурочено к восточному флангу одноимённого диорит-плагиогранитового массива салаватского комплекса. В его составе преобладают диориты; более поздние плагиогранит-порфиры представлены крутопадающими дайками. Прожилково-вкрапленная и жильно-прожилковая халькопирит-пиритовая (с борнитом и молибденитом) минерализация (кварцевый штокверк) со средними содержаниями Cu – 0,55%, Mo – 0,008% распространена в метасоматитах альбит-хлорит-серицит-кварцевого состава. В существенно кварцевых их разностях отмечается наиболее богатая медная минерализация.

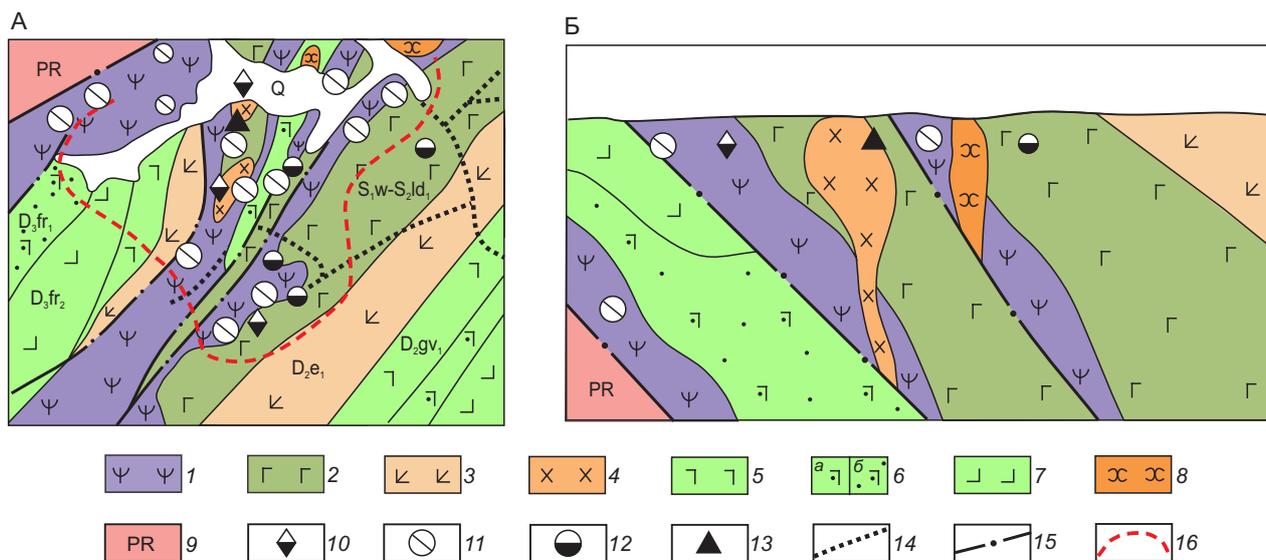


Рис. 9. Модель Вознесенской РМС: А – в плане, Б – в идеализированном разрезе:

1–4 – комплексы раннесилурийско-раннеэфельского магматического цикла и их металлогеническая характеристика: 1 – гипербазитовый с проявлениями хромитов и золота известково-силикатной формации, 2 – известково-кремнисто-диабазовый с проявлениями колчеданной минерализации, 3–4 – Ирландского ВПП: 3 – базальт-андезит-базальтовый со стратоидными золото-сульфидными рудами в низах разреза, 4 – салаватский габбро-диорит-плагиогранитный, продуктивный на медно-порфиоровые и золото-сульфидно-кварцевые руды; 5–8 – образования живет-франского магматического цикла: 5 – базальт-риолитовый, 6 – базальт-андезит-дацит-риолитовый (а – вулканогенный, б – вулканогенно-осадочный), 7 – базальт-андезит-базальтовый, 8 – габбро-монцит-сиенитовый, рудообразующий для части месторождений золота в серпентинитах; 9 – протерозойский метаморфический комплекс Центрально-Уральского поднятия; 10–14 – типы оруденения: 10 – хромитовое, 11 – золотое разной формационной принадлежности, 12 – медноколчеданное, 13 – медно-порфиоровое (Вознесенское рудопроявление), 14 – россыпи золота; 15 – основные разломы; 16 – контур Вознесенской РМС

Меднорудное тело, околонтурное в центральной части массива и его восточном экзоконтакте по бортовому содержанию 0,2%, конформно дайкам плагиогранит-порфиров и протягивается вдоль них в близмеридиональном направлении на 600 м при мощности 150–200 м. На верхних горизонтах руды окислены [1].

В контурах магматогенного поднятия, вмещающего Вознесенское медно-порфиоровое проявление, размещены также небольшие золоторудные месторождения и проявления (Камышканское, Большой и Малый Каран, Каменное), изучавшиеся Н. И. Бородаевским, Р. О. Берзоном, П. Г. Кучеревским и др. Во времени и пространстве они связаны с магматами рудоносной ВПА Ирландского пояса. Штокверковые и жильные золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые объек-

ты (Большой Каран и др.) локализованы в диоритовых порфиритах и породах их рамы, а залежи вкрапленных золото-кварц-сульфидных руд в альбит-сланцевых и альбит-хлоритовых сланцах (Камышканское, Малый Каран) – в туфогенно-осадочных породах, залегая с ними согласно (с близвертикальным падением). К телам альбититов приурочены золотоносные «лестничные» кварцевые жилы.

Вознесенский КРУ с медно-порфиоровыми и сопряжёнными с ними золоторудными объектами, образовавшимися при становлении андезит-базальт-диоритовой ВПА Ирландского базальтоидного ВПП, а также с хромитовыми, медноколчеданными и золоторудными проявлениями его фундамента является «эталонным» для комплексных МП РМС базальтоидных поясов Южного Урала.

Верхнеуральский ВПП (D_3-C_1) прослеживается в виде нескольких магматических ареалов в области сочленения Восточно- и Центрально-Магнитогорской СФЗ Южного Урала. В его строении участвуют две ВПА (В. М. Мосейчук и др., 2000 г.). Ранняя нормальнощелочная ВПА (D_3) образована вулканитами базальт-андезиобазальтовой формации в объёме аблязовской толщи и плутонитами погорельского габбро-(диоритового) комплекса, продуктивного на медно-титаномагнетитовые руды. Поздняя субщелочная верхнеуральская ВПА ($D_3 fm-C_1$) состоит из трахибазальт-трахиандезиобазальтовой (новоивановская и бугодекская свиты, $D_3 fm_1$), трахиандезит-трахидацитовая (шумилинская свита, $D_3 fm-C_1 t$), габбродиорит-монцонит-сиенитовой (верхнеуральский комплекс) и грано-сиенит-гранитовой (северокассельский комплекс) формаций. Повышенная калиевая щёлочность магматитов обусловлена особенностями состава фундамента пояса, в котором присутствуют сиалические блоки. Рудоносность поздней ВПА выражается приуроченностью к плутонитам верхнеуральского комплекса Мо-Си-порфировой, золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой минерализации.

Верхнеуральский КРУ выделен в пределах магматогенного поднятия, сложенного наиболее древними в районе породами колчеданосных формаций живета-раннего франа с интрузивными массивами погорельского, верхнеуральского и северокассельского комплексов (рис. 10). С запада, севера и юга ядерная плутоногенная зона обрамлена комагматичными вулканитами, выполняющими периферические компенсационные депрессии. В контурах узла сосредоточены медно-титаномагнетитовое, Мо-Си-порфиоровое и золоторудные проявления и мелкие месторождения.

Погорельское медно-титаномагнетитовое проявление представлено окварцованными и эпидотизированными габбро погорельского комплекса с прожилковой и вкрапленной минерализацией, представленной титаномагнетитом, ильменитом, пирротинном, халькопиритом, борнитом, ковеллином, сфалеритом. В девяти небольших штокверковых зонах, прослеженных на глубину в несколько десятков метров, содержание (в %) Си достигает 1,1, Zn – 0,22, TiO_2 – 0,83 и V_2O_5 – 1,6.

Верхнеуральское проявление Мо-Си-порфиоровых руд, изучавшееся А. Г. Гаевым, Д. Н. Салиховым, О. В. Мининой и др. исследователями, приурочено к западной части одноимённого интрузива

рудноносного верхнеуральского комплекса (D_3), сложенного кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, умереннощелочными оливиновыми габбро и лейкогаббро, сиенитами и кварцевыми сиенитами. Штокверковые Мо-Си руды с содержаниями Си – 0,1–0,2 и Мо – 0,001–0,004 % локализованы в интенсивно альбитизированных, калишпатизированных, серицитизированных и окварцованных порфиroidных кварцевых монцодиоритах второй фазы названного комплекса [15].

Минерализованная зона занимает в плане около 80 % площади штока кварцевых монцодиоритов, не выходя во вмещающие диориты. До глубины около 100 м развита зона окисления и вторичного обогащения с халькозином, борнитом и ковеллином. Содержание Си в ней – от 0,1 до 0,5 %, Мо – от 0,0001 до 0,02 %, Au – не более 0,2 г/т, Ag – до 5 г/т.

В эндоконтактах Верхнеуральского интрузива – в трубообразных брекчиевых телах и линзах существенно кварцевых метасоматитов, развитых по вмещающим породам, – локализована золото-полисульфидная минерализация, характерная для внешних зон МП РМС. Самым крупным объектом является Верхнеуральское золоторудное месторождение одноимённого рудного поля (РП), где в 20 отработанных жилах содержания Au варьировали от 1 до 70 г/т, при средних от 6 до 16 г/т. В обрамлении Северокассельского интрузива оконтурены Северокассельское, Чернореченское и Нижегородское РП. На первом из них содержание Au в кварцевых жилах и золото-сульфидно-кварцевых штокверках составляло от 1–15 до 40–60, участками до 1029 г/т. Ассоциация отмеченных золоторудных проявлений с плутонитами верхнеуральской ВПА, продуктивными на медно-порфиоровые руды, позволяет рассматривать Верхнеуральский КРУ как медно-порфиоровую РМС с комплексной металлогенией. Установленные на Верхнеуральском РП комплексные площадные литохимические ореолы Ag, Au, Си, а на Северокассельском – Мо и Си, подтверждают их принадлежность к периферической части МП РМС.

К *Си-Мо-порфировым монцонитовым и Ау-Мо-Си-порфировым гранодиоритовым РМС андезитовидных периокеанических и внутриконтинентальных ВПП на ЗК переходного (сиалофемического) и континентального (фемическисиалического) типов* относится большинство известных систем с комплексной металлогенией (см. табл. 2), описанных во многих публикациях,

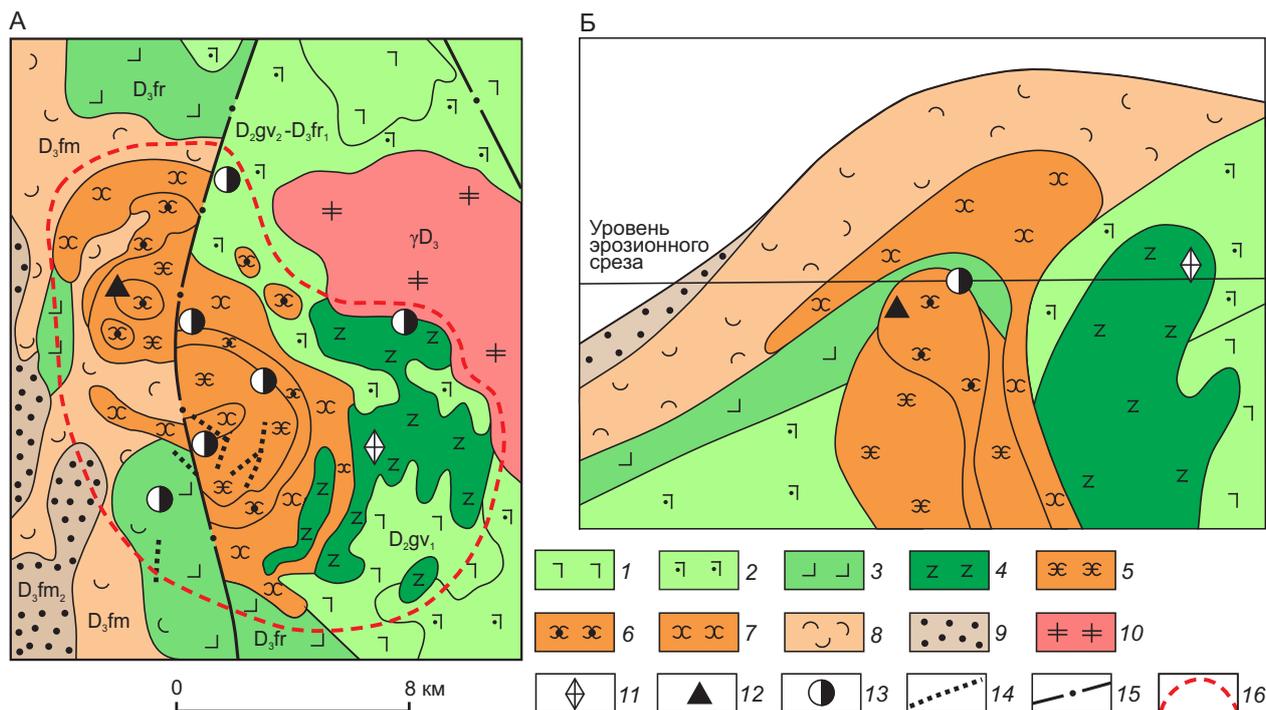


Рис. 10. Модель Верхнеуральской РМС: А – в плане, Б – в идеализированном разрезе:

1–10 – комплексы живет-фаменского магматического цикла и их металлогеническая характеристика: 1–2 – колчеданосные: 1 – базальт-риолитовый, 2 – базальт-андезит-дацит-риолитовый, 3 – базальт-андезибазальтовый, 4 – погорельский габбро-диоритовый, продуктивный на медно-титаномагнетитовое оруденение, 5–8 – Верхнеуральского ВПП: 5–7 – верхнеуральский, продуктивный на молибден-медно-порфировое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение: 5 – субщелочные габбро и монцониты, 6 – субщелочные диориты, кварцевые монцониты и монцодиориты, 7 – сиениты и кварцевые сиениты, 8 – трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовый, 9 – известняково-терригенный, 10 – гранодиорит-гранитовый; 11–14 – типы оруденения: 11 – медно-титаномагнетитовое, 12 – молибден-медно-порфировое, 13 – золото-сульфидно-кварцевое и золото-кварцевое, 14 – россыпи золота; 15 – основные разломы; 16 – контур Верхнеуральской РМС

в том числе и в нашей недавней статье [11]. Среди них встречаются системы не только с сопряжённой, но и с **совмещённой (унаследованной) металлогенией**: Ауэрбаховская и Центрально-Камчатская (Россия); Алмалыкская (Узбекистан); Кунрадская, Акчатауская, Карагайлы (Казахстан); Бор (Сербия); Бингхэм Каньон, Супериор (США) и др. В качестве примеров приведём описания первых двух из них.

Ауэрбаховский рудный район, эквивалентный крупной одноимённой КМП РМС, является одним из наиболее «насыщенных» разнообразной металлогенией. Здесь на площади около 400 км² сосредоточено несколько десятков месторождений магнетитовых, медных и золотых руд разных РФТ, в том числе знаменитые Турьинские рудники – Васильевский, Николаевский, Пер-

шинский, Суходойский и Фроловский, разработка которых началась ещё в XVIII столетии, когда в 1758 г. на берегу реки Турьи купцом Максимом Походяшиным началось строительство первого из них [20].

РМС выделена в центральном звене Ивдельско-Краснотурьинского андезитоидного ВПП Тагильско-Магнитогорской провинции Урала. Этот пояс сформировался в эйфеле в восточной прибортовой части Тагильского рифта в зоне влияния Серовско-Маукского глубинного разлома с телами базитов-гипербазитов. Рудоносной является краснотурьинско-ауэрбаховская ВПА пражско-раннеэйфельского возраста – вулканы андезибазальт-андезитовой формации (в объёме краснотурьинской свиты, D₁) и плутониты габбро-диоритового ряда ранних фаз ауэрбаховского

габбро-диорит-гранодиорит-гранитового комплекса ($D_1-D_2e_1$).

Основание пояса слагают вулканиты трахиандезитовой формации, которая «фиксирует» субплатформенный режим. Ещё ниже залегают островодужные толеиты, с которыми ассоциируют медноколчеданные месторождения. В вулканогенно-осадочном разрезе ВПА выделяются пять толщ мощностью в первые сотни метров (снизу вверх): базальт-андезибазальтовая, андезитовая, карбонатная (рифогенная), вулканогенно-осадочная с лагунными фациями и экструзивами андезибазальтов и андезитов, экструзивная андезитовая [7].

Ауэрбаховская РМС представляет собой эллипсоидную в плане, меридионально удлинённую структуру концентрически-зонального строения (рис. 11). Её основными элементами являются периферическое кольцевое поднятие и внутренняя Краснотурьинская вулканогенно-тектоническая депрессия (ВТД). Поднятие сложено вулканитами колчеданосной базальт-плагиоориолитовой (O_3-S_1) и трахибазальт-трахитовой (S_2-D_1) формаций; значительная часть его площади занята Ауэрбаховским габбро-диорит-гранодиорит-гранитным плутоном и его сателлитами. Палеодепрессия выполнена стратифицированными отложениями краснотурьинской свиты, включая рифово-известняковую постройку мощностью до 1600 м, примыкающую к поднятию с его внутренней стороны. В границах палеодепрессии выделяются две сопряжённые структуры – изометричная Богословская впадина на севере и субмеридиональный Воронцовский приразломный прогиб на юге. Обе выполнены вулканогенными породами, прорванными комагматичными гранитоидами, а также продуктами их разрушения и перемыва.

Подавляющее большинство известных в районе месторождений железа, меди и золота в пространстве и времени связано с вышеназванной ВПА, занимая определённое положение в структурах, сформированных в ходе её становления. В основном они сосредоточены в западной приконтактовой области Ауэрбаховского интрузива и его северных сателлитов (зоне сочленения поднятия и депрессии), где рудоносная андезибазальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовая ВПА имеет максимальное распространение. Тела гипабиссальных плутонов размещены в толще рифогенных известняков, а их вулканогенные комагматы и вулканогенно-осадочные породы – на её палеопо-

верхности (рис. 12). Эквивалентная рудному району РМС была сформирована в раннем–среднем девоне на стабилизированном базальтоидном субстрате в ходе становления Ивдельско-Краснотурьинского андезитоидного ВПП.

Рудоносность СВК фундамента этого пояса проявлена за пределами района: это месторождение и проявления хромитовых руд в ультрамафитах дунит-гарцбургитовой формации ордовика; проявления колчеданных руд в базальт-плагиоориолитовой формации (O_3-S_1); мелкие золото-сульфидно-кварцевые месторождения (Ларьковское, Мысовское, Серебрянское) и Верхне-Лобвинское медно-порфировое проявление, сопряжённые с интрузивами верхнетагильского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса (S_2).

В пределах Ауэрбаховского РР установлены месторождения и проявления разных РФТ: стратиформные залежи магнетитовых и сульфидно-магнетитовых, сидерит-магнетитовых и гематитовых руд (Песчанской и Воронцовской групп, Ауэрбаховское); Воронцовское золото-мышьяково-сурьмяно-ртутное; Башмаковское и Богословское стратиформные сульфидные (пирит-пирротин-халькопиритовые), скарновые медные и магнетитово-медные (скарново-медно-порфировые) Вадимо-Александровское, Фроловское, Ново-Фроловское, Никитинское и др.; золото-полисульфидные (Васильевское и др.), золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые (см. рис. 11).

Рудно-формационная зональность Ауэрбаховской РМС, выраженная в доминировании магнетитовых и золоторудных месторождений в южной части одноимённого РР и сульфидно-магнетитовых и скарново-медно-порфировых в северной, послужила основанием выделения в её пределах двух *рудообразующих систем (РС) второго порядка в ранге рудных полей* – Песчанско-Воронцовского и Турьинского [14].

Песчанско-Воронцовское РП включает серию небольших месторождений и проявлений магнетитового, сульфидно-магнетитового, золото-сульфидно-кварцевого, стратиформного золото-пирит-арсенопиритового (с реальгаром, аурипигментном и киноварью), золото-кварцевого жильного и медно-порфирового типов, описанных в работах А. И. Усенко, Ю. К. Хабирова, Б. А. Гладковского, В. Н. Боброва, Н. В. Стукова, Ю. А. Малютина, О. В. Мининой, И. В. Викентьева, В. Н. Сазонова и др. исследователей. Рудообразующая система, эквивалентная РП, занимает субмеридиональную

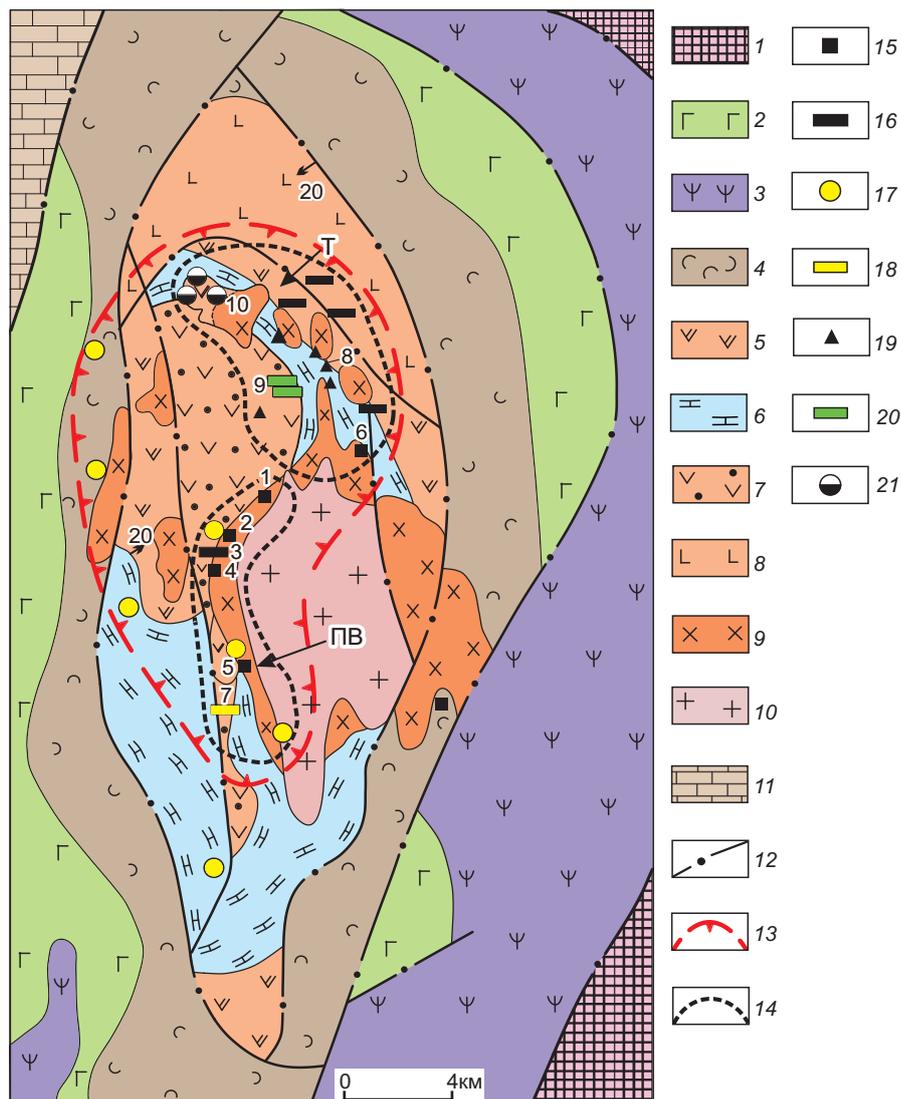


Рис. 11. Схема геологического строения Ауэрбаховской РМС. По А. Н. Лисову (1978 г.) с дополнениями:

1 – сланцево-амфиболитовый комплекс Салдинского блока Восточно-Уральского поднятия (PR_3-PZ_1); 2–4 – комплексы основания Ивдельско-Краснотурьинского ВПП: 2 – красноуральский базальт-плагиоориолитовый (O_3-S_1), 3 – серовский гипербазитовый (O_3), 4 – туринский трахибазальт-трахитовый вулканогенно-флишоидный ($S_2|d_2-D_1gd$); 5–10 – Краснотурьинско-ауэрбаховский комплекс (D_1pg-D_2ef): 5–8 – стратифицированные образования в составе краснотурьинской свиты (D_1) – толщи от ранних к поздним: 5 – базальт-андезибазальт-андезитовая (нижняя), 6 – рифово-известняковая, 7 – андезибазальт-андезитовая и вулканогенно-осадочная нерасчленённые, 8 – верхняя туфо-терригенная базальт-андезибазальтовая; 9–10 – ауэрбаховский габбро-диорит-гранодиорит-гранитный комплекс (D_1-D_2ef): 9 – диориты, 10 – гранодиориты и граниты; 11 – вулканогенно-молассовые и рифово-известняковые (с горизонтами бокситов) отложения (D_{2-3}); 12 – основные разломы; 13–14 – контуры: 13 – Ауэрбаховского рудного района, 14 – рудных полей: Песчанско-Воронцовского (ПВ), Турьинского (Т); 15–21 – месторождения разных РФТ: 15 – магнетитовые (стратиформные, секущие скарновые и комбинированные), 16 – сульфидно-магнетитовые стратиформные, 17 – золото-кварцевые жильные, 18 – золото-реальгар-аурипигмент-антимонит-арсенопирит-пиритовое стратиформное (Воронцовское), 19 – скарново-медно-порфировые, 20 – стратиформные сульфидные (пирит-пирротин-халькопиритовые с сфалеритом и галенитом), 21 – золото-полисульфидные; местоположение месторождений: 1–6 – магнетитовые: 1 – Ново-Песчанское, 2 – Северо-Песчанское, 3 – Западно-Песчанское, 4 – Южно-Песчанское, 5 – Северо-Воронцовское, 6 – Ауэрбаховское, 7 – Воронцовское золото-мышьяково-сурьмяно-ртутное, 8 – Вадимо-Александровское скарново-медно-порфировое, 9 – Башмаковское и Богословское пирит-пирротин-халькопиритовые, 10 – Васильевское золото-полисульфидное

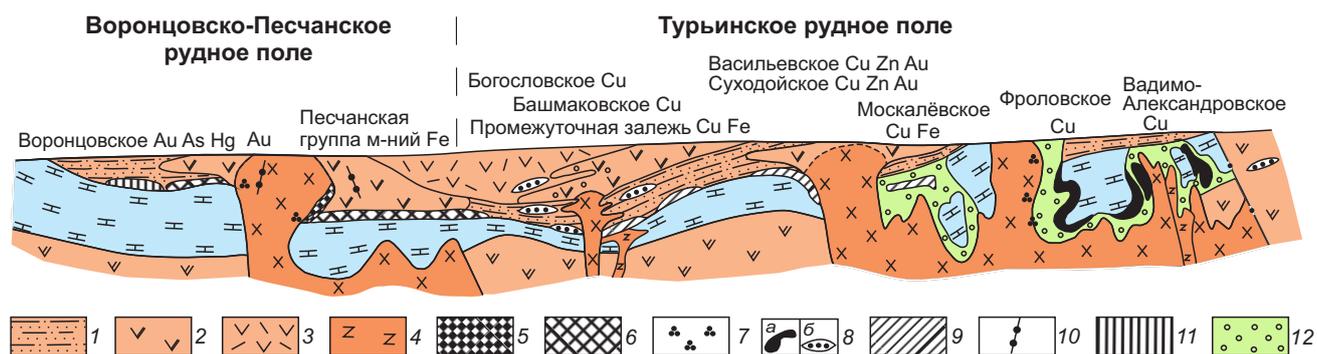


Рис. 12. Обобщённый геологический разрез Ауэрбаховского рудного района с размещением месторождений разных рудно-формационных типов:

1–4 – рудовмещающие образования Краснотурьинской свиты: 1 – вулканогенно-осадочные, 2 – экструзивные и лавовые фации андезитов (андезидацитов), 3 – туфовые, лавовые фации андезитов и вулканомиктовые породы, 4 – тела габбро-андезибазальтов; 5–11 – типы оруденения в связи рудоносной Краснотурьинско-Ауэрбаховской ВПА: 5–6 – магнетитовое и сульфидно-магнетитовое, реже сидерит-магнетитовое и гематитовое: 5 – скарновое, в том числе наложенное (с регенерацией) на стратоидное, 6 – стратоидное на палеоперфорности рифово-известняковой толщи, 7 – прожилково-вкрапленное (молибденит)-халькопирит-пиритовое (медно-порфиоровое), 8 – (магнетит)-халькопирит-пиритовое: а – медноскарновое (скарново-медно-порфиоровое), б – стратоидное медное (пирит-халькопиритовое), 9 – стратиформное пирротин-халькопирит-пиритовое, 10 – золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое жильное, 11 – стратиформное золото-реальгар-аурипигмент-антимонит-арсенипирит-пиритовое в коренном залегании и коре выветривания; 12 – гранат-пироксеновые скарны, эпидозиты; остальные условные обозначения см. к рис. 11

полосу вдоль западного контакта Ауэрбаховского плутона протяжённостью в 10 км при ширине до 800 м; её вертикальный размах – около одного км. В её геологическом строении участвует рудоносная андезибазальт-андезит-габбро-диоритовая ВПА раннего девона, представленная сложнопостроенными интрузивно-экструзивными телами (диоритов на глубине, андезитов – в приповерхностной зоне) на стыке магматогенного поднятия, вмещающего Ауэрбаховский массив, с обрамляющей его мощной известняковой рифовой постройкой, а также на палеоперфорности последней.

Магнетитовое оруденение представлено уже отработанными залежами Ново-Песчанского, Северо-Песчанского, Южно- и Западно-Песчанского и Воронцовского месторождений. Это средние и мелкие объекты с запасами от 7 до 98 млн т железа при содержаниях от 35 до 49%. Все эти месторождения традиционно относятся к скарново-магнетитовому типу. Вместе с тем при несомненной рудогенерирующей роли вышеназванной ВПА, разноглубинные фации которой непосредственно связаны с рудными телами и постоянно содержат магматогенную вкрапленность магне-

тита, конкретные обстановки становления тел продуктивных магматитов – в гипабиссальной внутренней и поверхностной – внешней зонах Песчанско-Воронцовской системы – определяют размещение руд разного генезиса.

Во внутренней части РС магнетитовые залежи преимущественно грибообразной формы сосредоточены в крутопадающей зоне пироксен-гранатовых скарнов, развитых на контакте толщи известняков (мощностью более 1200 м) с диоритами и габброидами Ауэрбаховского массива. Они сложены массивными средне- и крупнозернистыми магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами магматогенного происхождения с реликтами вмещающих пород: габбро-порфиритов, габбродиоритов в нижних своих частях и андезибазальтов в верхних. Часть руд представляет собой интенсивную гистеромагматическую вкрапленность магнетита в этих породах. «Шляпки» грибообразных рудных тел располагаются на палеоперфорности толщи известняков и по мере удаления от крутопадающей скарновой зоны сокращаются в мощности, сменяясь пластообразными залежами внешней зоны РС (см. рис. 12). Кроме

магнетитовых во внутренней зоне развиты порфирово-вкрапленная минерализация медно-порфирового (в порфиroidных диоритах) и золото-сульфидно-кварцевого типов в серицит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитах, а также золото-кварцевые жилы.

Во *внешней зоне* Песчанско-Воронцовской системы, на удалении от магмо- и рудоподводящего канала, в обстановке палеоперфорности рифовой постройки были сформированы полого залегающие пластообразные магнетитовые и сульфидно-магнетитовые залежи вулканогенно-осадочного (за счёт окисления осадочного сидерита при раннем диагенезе донных осадков) либо эффузивного генезиса – месторождения Ново-Песчанское, Западно- и Южно-Песчанское. Все они размещены на одном литолого-стратиграфическом уровне и с вмещающими вулканомиктовыми породами, перекрывающимися известняки, залегают согласно. По сравнению с рудными телами внутренней зоны РС пластообразные залежи имеют более значительные размеры по площади (200 × 100 м на Ново-Песчанском месторождении) при мощности не более первых десятков метров. Они сложены мелко- и тонкозернистыми, часто полосчатыми магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами, иногда со значительным количеством сидерита. Скарнирование вмещающих пород для них не характерно. Зарубежными объектами-аналогами этих месторождений являются четвертичное месторождение Эль-Лако в Чили и мезозойские района Нинву в КНР [7].

Как было отмечено выше, *внутренняя зона* Песчанско-Воронцовской РС насыщена телами гипабиссальных порфиroidных диоритов, внедрившихся вслед за габброидами. Они сопровождаются мощными (сотни метров) крутопадающими зонами серицит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитов с медно-порфировой минерализацией (пирит, халькопирит, более редкие молибденит, галенит, сфалерит, блеклые руды). Для неё характерны повышенные концентрации Cu (от десятых долей до 4–5%), Au (до 4–5 г/т) и Ag (до 40–80 г/т), что обусловлено наложением на более ранние богатые железом первичные магнетитовые руды, являвшиеся геохимическим барьером для рудоносных растворов.

Внедрение порфиroidных диоритов сопровождалось интенсивным скарнообразованием, метаморфизмом и частичным переотложением первичных магнетитовых руд (в диоритах нередки их

рудокласты). Вблизи контактов с минерализованными диоритами резко меняется состав магнетитовых залежей за счёт появления значительного количества сульфидов, их текстурные характеристики, усложняется форма (преобладают комбинированные рудные тела сложной морфологии). В магнетитовых рудах повсеместно присутствуют новообразованные скарновые минеральные ассоциации, сопровождающиеся ростом концентраций меди, серы, а также золота и серебра. Наиболее интенсивно отмеченные процессы преобразования первичных магнетитовых руд развиты на выделенном в северной части Ауэрбаховского РР Турьинском РП, описание которого приведено ниже.

Таким образом, традиционная концепция об исключительно скарновой природе магнетитовых руд Ауэрбаховского района не отвечает многообразию обстановок их формирования, а отражает в основном проявление более поздних процессов преобразования. Описанные магнетитовые залежи содержат различные по генезису продукты рудоотложения: позднемагматические в габброидах подводящих каналов и покровных (экструзивных) андезибазальтах; вулканогенные на палеоперфорности рифовой постройки во внешней зоне РС; продукты регенерации вещества первичных залежей под воздействием флюидных потоков, несущих золото- и серебросодержащую медно-порфировую минерализацию.

Кроме вышеописанных магнетитовых и сульфидно-магнетитовых месторождений в Песчанско-Воронцовском РП, а также западном фланге Ауэрбаховского района были известны давно отработанные месторождения золото-кварцевого типа. Они представляли собой крутопадающие кварцевые жилы с небольшим количеством сульфидов и самородным золотом, локализованные обычно над проявлениями золотоносных руд в известняках. Эти объекты являются, по-видимому, продуктами регенерации сингенетичных сульфидных и золото-мышьяково-сульфидных руд [7].

Наиболее значительным объектом внешней зоны Песчанско-Воронцовской рудообразующей системы является стратиформное Воронцовское месторождение редкого на Урале золото-мышьяково-сурьмяно-ртутного геохимического типа.

Воронцовское месторождение (запасы золота по состоянию на 1999 г. – около 70 т при среднем содержании 17 г/т) локализовано в кровле толщи известняков на одном уровне с магнетитовыми

и гематитовыми рудами (последние – продукты окисления магнетитовых тел либо вулканических эксгалляций). Рудное тело комбинированной формы – субсогласные со слоистостью залежи располагаются над трубообразной зоной пиритизации в дезинтегрированных известняках. Рудное тело «разбито» на блоки разломами. В его верхней части развиты золотоносные коры выветривания.

С генетической точки зрения Воронцовское месторождение всеми исследователями рассматривается как полигенный объект. Не вызывает сомнения вулканогенно-осадочная природа стратонидных залежей ранних пиритовых и арсенопирит-пиритовых руд в серицит-кварцевых метасоматитах и аргиллизитах. В едином с ними латеральном ряду рудной зональности и золото-полиметаллическая минерализация в джаспероидах на флангах промышленных залежей. А. А. Черемисиным и А. Г. Злотник-Хоткевичем показано [22], что продукты сингенетического рудонакопления в той или иной мере перераспределены при внедрении системы даек, завершающих становление Ауэрбаховского плутона. В то же время более поздняя золото-реальгар-аурипигментная минерализация, как правило, связывается с дополнительным рудоносным глубинным флюидом – девонским магматогенным, обогащённым Hg, As и Sb [2], либо значительно оторванным во времени от проявления девонского магматизма мантийным флюидом в обстановке более поздней (от карбона до мезозоя) тектономагматической активизации [18, 19].

Наши представления о происхождении и времени проявления названной низкотемпературной минерализации иные и основаны на следующих данных. Помимо распространения преимущественно в центральной части месторождения в горизонте брекчиевидных известняков, золото-реальгар-аурипигментной минерализации присутствует и во фронтальной части андезитового экстрозива, расположенного в висячем боку вулканогенно-осадочных золоторудных залежей. Порфиroidные диориты подводящего канала этого экстрозива, зафиксированного на Северо-Песчанском сульфидно-магнетитовом месторождении, содержат медно-порфиоровую минерализацию, что позволяет связывать золото-реальгар-аурипигментную ассоциацию фронтальной зоны Воронцовского месторождения со становлением МП РМС.

Эта ассоциация наложена на стратиформные золоторудные залежи, сложенные ранними пирит-

товой и арсенопирит-пиритовой ассоциациями. Её возникновение связано не с вулканогенно-осадочным рудоотложением, а с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей становление диорит-андезитового экстрозивного купола, о чём, в частности, свидетельствует хорошая сохранность минералов этой поздней ассоциации на фоне интенсивной мраморизации известняков лежащего бока стратиформных золоторудных залежей.

Таким образом, Воронцовское золоторудное полигенное месторождение, как и другие рудные объекты Ауэрбаховской РМС, сформировано в ходе становления единой раннедевонской андезибазальт-андезит-габбро-диоритовой ВПА. Основная масса золото-малосульфидных руд этого месторождения образована в процессе вулканогенно-осадочного рудоотложения (с замещением нелитифицированных осадков) на дне палеобассейна (синхронно с терригенно-карбонатным осадконакоплением), а наложенная эпитеpмальная золото-аурипигмент-реальгаровая минерализация – в ходе становления поздних фаз Ауэрбаховского плутона, с которыми в более глубоких зонах системы сопряжены медно-порфиоровые руды.

Турьинское РП охватывает северную часть Ауэрбаховского РР – область сочленения Богословской ВТД с магматогенным поднятием. Расположенные здесь скарново-медно-порфиоровые, стратиформные сульфидные (пирит-пирротин-халькопиритовые) и золото-полисульфидные месторождения приурочены к дугообразной полосе известняковых рифов протяжённостью более 10 км (см. рис. 11). Здесь на известных с XVIII в. Турьинских рудниках до недавнего времени отрабатывались богатые скарновые руды – массивные с содержанием меди от 3 до 28% и вкрапленные с содержанием меди 1–2%. На протяжении многих лет эксплуатации эти месторождения изучались А. Н. Заварицким, Н. Е. Гухманом, Я. П. Баклаевым, Д. С. Коржинским, Л. Н. Овчинниковым, В. Ф. Чернышовым, Г. Л. Грамбергом, Г. Ш. Норштейном, Ю. К. Хабировым, А. Г. Ульяновым и другими исследователями, результаты работ которых использованы при нижеследующем рассмотрении Турьинской РС.

Также как и на Песчанско-Воронцовской, в этой системе могут быть выделены две близсинхронные обстановки формирования меднорудных объектов: *гипабиссальная* в крутопадающей скарновой зоне, секущей известняковый риф, и *близповерхностная*

мелководная в условиях примыкающей к поднятию палеолагуны (Богословской депрессии). Эти обстановки внутренней и внешней зон РС контролируют размещение соответственно секущих и стратиформных меднорудных тел.

Внутренняя гипабиссальная зона РС расположена в примыкающем к поднятию известняковом рифе, «пронизанном» телами рудоносных плутонов ауэрбаховского комплекса – северных сателлитов (выступов-апофиз) Ауэрбаховского интрузива. Крутопадающая зона рудоносных пироксен-гранатовых скарнов на всём своём протяжении (7 км) следует вдоль цепочки небольших по площади (1–2 км²) штоков порфиroidного и порфиroidного сложения, состав которых по мере удаления от Ауэрбаховского массива меняется от габбро-диоритов до диоритов и кварцевых диоритов. Толща рифогенных известняков мощностью от 200 до 500 м является основной рудовмещающей (см. рис. 12). Месторождения скарновых медных и магнетитово-медных руд – Вадимо-Александровское, Фроловское, Ново-Фроловское, Никитинское, Ново-Никитинское, Москалевское, Васильевское, Николо-Подгорное, Суходойское, Ольгинское – по запасам меди (от первых десятков до 90–95 тыс. т на Фроловском и 200 тыс. т на Вадимо-Александровском) являются мелкими и средними. В основном они отработаны.

Скарновые медные руды слагают крутопадающие штоко-, трубо- и пластообразные близгоризонтальные залежи. Размер их по простиранию до 470 м, по падению от 25 до 750 м, мощность колеблется в широких пределах – от первых метров до 30 м. Наиболее богатые руды в пироксеновых скарнах и облекают блоки известняков в виде оторочек, в деталях повторяя их контуры. Руды существенно пирит-халькопиритовые, реже пирит-халькопирит-пирротиновые и халькопирит-пирротиновые; также встречаются сфалерит, арсениопирит, галенит, пентландит, марказит, магнетит. В верхних горизонтах иногда развиты окисленные руды. Содержания меди в первичных рудах от 1,5 до 14%, в окисленных – до 60%. Медно-скарновые руды золотоносны. На большинстве объектов содержание золота составляет 0,2–0,5, а серебра 0,5–2 г/т, а наиболее высокое (до 6,6 г/т) – на Вадимо-Александровском месторождении, где запасы золота были поставлены на Государственный баланс.

Рудоносные интрузивы в скарновой зоне интенсивно изменены до метасоматитов кварц-хло-

рит-серицит-карбонатного состава и содержат прожилково-вкрапленную молибденит-халькопирит-пиритовую минерализацию. В. М. Чернышовым (1961 г.) она изучена на Фроловском и Никитинском месторождениях, где отчётливо контролируется эндо-экзоконтактом Фроловского массива порфиroidных диоритов, повторяя его форму на расстоянии в несколько сотен метров, и достигает промышленных масштабов. Эти руды, обладающие всеми признаками медно-порфиroidных, по объёму на порядок превышают скарновые, хотя многократно уступают им по концентрации меди. Помимо халькопирита и пирита, они в небольшом количестве содержат ковеллин, борнит, иногда молибденит.

Таким образом, скарновые меднорудные месторождения Турьинской группы демонстрируют все признаки объектов, сформированных в связи со становлением МП РМС в толще известняков над погружающейся северной частью Ауэрбаховского плутона. Присутствие на ряде медно-порфиroidных месторождений мира промышленных скоплений меднорудных скарнов позволило Д. Коксу и Д. Сингеру [27] выделить тип медно-порфиroidных руд со скарнами (тип Рут), а М. Эйнаути с соавторами – тип скарново-медно-порфиroidных месторождений в карбонатных толщах [28], к которому и следует относить месторождения внутренней зоны Турьинской РМС.

Наиболее значительным объектом является *Вадимо-Александровское месторождение*, суммарные запасы меди которого составили около 200 тыс. т, золота по категории С₂ – 201 кг и серебра – 6,5 т. В крутопадающей зоне пироксен-гранатовых скарнов, секущей под прямым углом толщу рифогенных известняков, размещены рудоносные тела габбродиоритов и диоритов с прожилково-вкрапленной молибденит-халькопирит-пиритовой минерализацией и несколько десятков залежей богатых медно-скарновых руд. Для существенно медных рудных тел, локализованных на контактах глыб известняков со скарнами, характерна сложная линзо- и жиллообразная форма, а для сульфидно-магнетитовых – линзо-, штоко- и трубообразная. Все они имеют близмеридиональное или северо-западное простирание и падают под углом 60° и круче. В рудной зоне проявлена вертикальная рудная зональность, выраженная развитием сульфидно-магнетитовых и медистых руд на верхних горизонтах и частях рудных тел, а магнетитовых – на нижних (рис. 13).

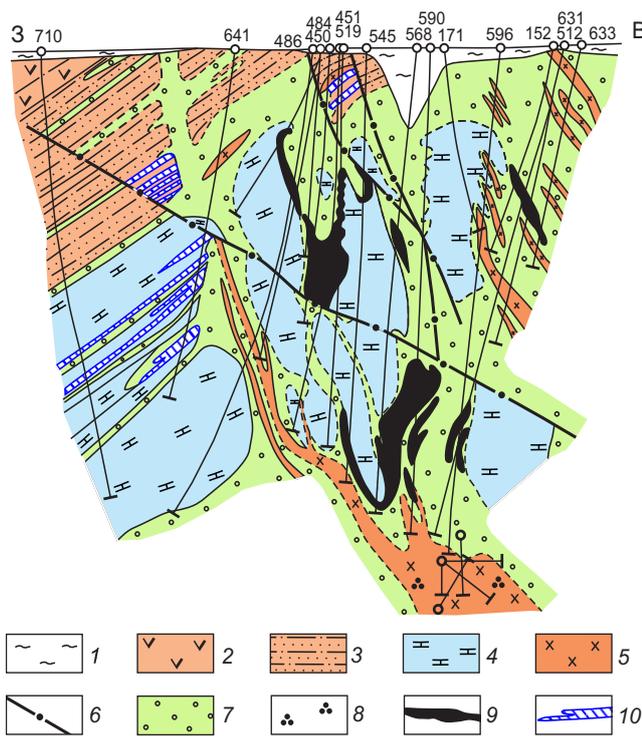


Рис. 13. Геологический разрез Вадимо-Александровского скарново-медно-порфирового месторождения. Составлен с использованием данных Турьинского рудника:

1 – рыхлые отложения; 2 – андезиты; 3 – вулканомиктовые породы; 4 – рифогенные известняки; 5 – порфировидные диориты; 6 – разрывное нарушение; 7 – гранат-пироксеновые скарны; типы оруденения: 8 – прожилково-вкрапленное (молибденит)-халькопирит-пиритовое (медно-порфировое), 9 – медноскарновое (скарново-медно-порфировое), 10 – боросиликатное

Особенностью Турьинского рудного поля является присутствие на верхних уровнях зон медно-рудных скарнов низкотемпературной боросиликатной (датолитовой) минерализации. Вмещающими породами служат слоистые скарноиды вулканомиктовой толщи, перекрывающей известняковый риф. Наибольшая концентрация бора установлена на Вадимо-Александровском месторождении, где выявлены 4 рудных тела, мощностью от 4 до 14 м, протяжённостью по простиранию от 50 до 250–500 м и по падению 350–400 м с содержанием борного ангидрита от следов до 5,6%.

Внешняя зона Турьинской РС, размещённая в примыкающей к поднятию Богословской палео-

депрессии, представляет собой совокупность *стратойдных меднорудных залежей*, сопряжённых с вулканогенными, чаще всего экструзивными составляющими рудоносной ВПА. В вулканогенно-осадочной и андезитовой толщах краснотурьинской свиты, залегающих на палеоповерхности рифовой постройки, на нескольких литолого-стратиграфических уровнях локализованы согласные с напластованием пластообразные меднорудные залежи месторождений Промежуточная залежь, Башмаковское и Богословское, образующие единый латеральный ряд со скарново-медно-порфировым Вадимо-Александровским (см. рис. 12).

На месторождении Промежуточная залежь пирротин-магнетитовые руды вместе с экструзивом андезитобазальтов-габбро-порфиритов локализованы в субпластовой скарновой зоне на палеоповерхности рифовой постройки, а также несколько выше по разрезу. Меднорудные тела в метасоматитах кварц-альбит-эпидотового состава (Башмаковское и Богословское месторождения) размещены на ещё более высоком уровне и группируются вокруг метасоматически изменённого многофазного экструзивного купола полифировых андезитов. Залежи сложены пиритом и халькопиритом; на нижних уровнях в них появляется магнетит, на верхних – сфалерит и галенит. На Богословском месторождении мощность рудных тел колебалась от 0,5 до 12–14 м. В сплошных рудах массивной, полосчатой и брекчиевидной текстуры содержание халькопирита большей частью составляло 70–95%, на флангах снижаясь до 10–15% при росте пирита до 3–10% и появлении сфалерита, марказита и гематита. Содержание меди в рудах Богословского месторождения вместе с Промежуточной залежью (по данным Богословского рудника, в ходе их отработки в 1882–1918 гг.) – от 3,7 до 8,23%, среднее 5,2%, а в рудах Башмаковского месторождения – от 3,7 до 10,16%, среднее 6,5%.

Для этой группы меднорудных тел установлена вертикальная и горизонтальная рудная зональность. В направлении сверху вниз по рудовмещающему разрезу в рудах ведущую роль приобретают следующие минералы: халькопирит → халькопирит и пирит → пирротин → магнетит, а в направлении с запада на восток (по мере приближения к внутренней зоне РС): халькопирит → халькопирит, пирит → пирротин.

На северном фланге Турьинской РС оруденение тяготеет к крупному экструзивному куполу

полифировых андезитов, сформированному в экзоконтакте массива порфиroidных диоритов. К крутопадающим скарновым зонам с медно-магнетитовыми рудами Суходойского месторождения здесь примыкают пластообразные меднорудные залежи Васильевского, локализованные на палеопереходности рифовой постройки и выше по разрезу. В направлении внутренней части депрессии на этих объектах возрастает роль кварц-серицитовых изменений с сокращением объёмов скарнов и эпидозитов, в составе меднорудных тел появляется полиметаллическая минерализация (сфалерит, галенит, блёклые руды, барит), возрастают содержания золота и серебра. На периферии экстррузива на Розовском и Александровском месторождениях медные руды по латерали сменяются золото-полисульфидными.

Завершая описание Ауэрбаховского РР, отметим, что отвечающая ему крупная РМС выделяется комплексной, исключительно разнообразной металлогенией. На время первичного рудонакопления эта система на поверхности была выражена вулканическим атоллom, на периферии которого накапливались вулканокластические и осадочные фации. Рудоотложение контролировалось многовыходной конвективно-рециклинговой системой, которая «обеспечила» возникновение сингенетических руд меди и золота. Интенсивное плавление субстрата пояса сопровождалось поступлением к поверхности магнетитовых расплавов, сменившихся затем силикатными. Внедрение поздних порций расплавов сопровождалось метаморфизмом, скарнированием и регенерацией сингенетических руд с возникновением скоплений вкрапленных, прожилково-вкрапленных и жильных руд, в том числе и золотоносных скарново-медно-порфиroidных [7].

Ауэрбаховский район является примером сложных пространственно-временных сочетаний различных рудообразующих процессов, продукты которых представлены необычной ассоциацией сближенных месторождений разных РФТ, что является убедительным доказательством влияния металлогении субстрата на вещественный состав руд и рудно-формационную зональность МП РМС андезитoidных поясов в рифтовых обстановках.

Центрально-Камчатская РМС является примером полигенных систем длительного развития. Она выделена на пересечении глубинных разломов в области сочленения двух наиболее значительных геоструктур Камчатского полуострова –

неоген-четвертичного андезитoidного Корякско-Центрально-Камчатского (КЦК) ВПП и Срединного (Срединно-Камчатского) выступа его фундамента, в строении которого участвуют СВК позднемелового-палеоценового Ирунейско-Кирганикского островодужного базальтоидного пояса. Такая позиция объясняет высокую концентрацию месторождений и проявлений разных РФТ на этой территории: в комплексах фундамента – Au-Cu-Fe-оксидных (IOCG – Iron Oxide Copper Gold тип) в пироксенит-эссексит-шонкинитовых кольцевых интрузивах (Кирганикское, Шаромское, Сухое, Хим, Позднее) и медно-никелевого в дунит-клинопироксенит-габбровом массиве (Шануч); в прорывающих их миоцен-раннеплиоценовых гранитоидах КЦК ВПП – Mo-Cu-порфиroidных (Лагерное, Туманное); в коагматичных им вулканитах – золото-полисульфидных (Оганчинское, Лазурное) и золото-серебряных (Агинское, Золотое, Бараньевское, Сухариковские гребни и др.).

Поиски, оценку и разведку перечисленных месторождений и рудопроявлений проводили специалисты ПГО «Камчатгеология» Ю. Ф. Волков, Е. К. Игнатъев, В. А. Кучуганов, О. Ю. Рождественский, Ю. И. Харченко и др., а изучение геологоструктурных условий их локализации, рудно-метасоматической зональности, состава руд – сотрудники ЦНИГРИ Ю. М. Щепотьев, С. С. Вартамян, Н. Л. Шилин, Б. В. Гузман, В. С. Звездов и др. Результаты этих многолетних работ послужили основой для установления пространственно-временных соотношений разнотипных рудных объектов, выявления крупной полигенной (полихронной и полиформационной) Центрально-Камчатской РМС, оконтуривания эквивалентного одноимённого рудного района, а в его пределах – Хим-Кирганикского рудного узла (рис. 14).

В строении РМС принимают участие *миоцен-раннеплиоценовая андезит-диорит-гранодиоритовая ВПА* Корякско-Центрально-Камчатского ВПП, с которой генетически связаны штокверковые и жильные месторождения и проявления Mo-Cu-порфиroidных, золото-полисульфидных, золото-серебряных (золото-теллурического, золотого и золото-серебряного типов) и ртутных руд, и *позднемеловая-палеоценовая трахибазальт-шонкинитовая ВПА* Ирунейско-Кирганикского пояса с проявлениями магнетит-борнит-халькопиритовых (с самородным золотом) гнездово-вкрапленных и вкрапленных руд IOCG типа. С дунит-клинопироксенит-габбровой формацией, участвующей

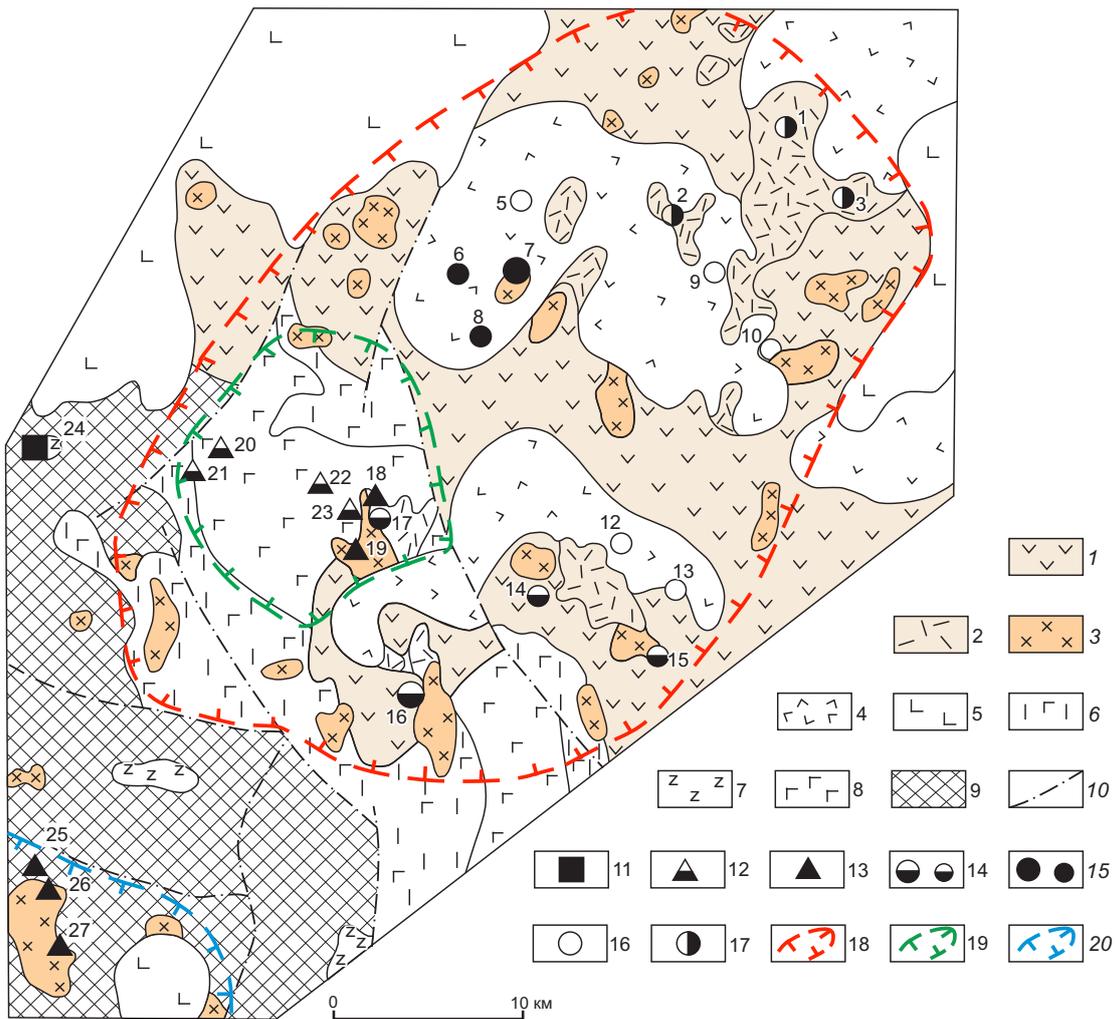


Рис. 14. Схема геологического строения Центрально-Камчатской РМС с Au-Cu-Fe-оксидными, Mo-Cu-порфировыми и Au-Ag месторождениями и проявлениями. Составлена с использованием данных В. А. Кучуганова, 1988 г.; Ю. М. Щепотьева и С. С. Вартамяна, 1986 г. и др.:

формации неоген-четвертичного Корякско-Центрально-Камчатского ВПП: 1–3 – миоценовой андезит-диорит-гранодиоритовой ВПА, продуктивной на Mo-Cu-порфировые и Au-Ag руды: 1–2 – андезит-дацитовая: 1 – андезиты, 2 – дациты и риодациты, 3 – диорит-гранодиоритовая; 4 – миоцен-плиоценовая андезибазальтовая; 5 – четвертичных базальтов-андезибазальтов; 6–8 – формации позднемеловой-палеоценовой Паланской островной дуги: 6 – кремнисто-вулканогенная (базальтоидная), 7 – дунит-клинопироксенит-габбровая с медно-никелевыми проявлениями, 8 – ВПА позднемелового-палеоценового Ирунейско-Кирганикского базальтоидного ВПП (базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и пироксенит-эссексит-шонкинитовая формации), продуктивная на Au-Cu-Fe-оксидные руды; 9 – фундамент ВПП, сложенный протерозойским (?) метаморфическим, палеозойскими терригенным и амфиболит-зеленосланцевым комплексами; 10 – основные разрывные нарушения; 11–17 – месторождения (крупные знаки) и рудопроявления (мелкие знаки): 11 – медно-никелевые, 12 – золото-медные (Au-Cu-Fe-оксидного типа), 13 – Mo-Cu-порфировые, 14–17 – золото-серебряной формации: 14 – Au-(Ag)-полиметаллические, 15 – золото-теллуровые, 16 – золотые, 17 – золото-серебряные; 18–19 – контуры: 18 – Центрально-Камчатского РР, 19 – Хим-Кирганикского РУ, 20 – Крутогоровско-Адриановского РУ; месторождения и рудопроявления: Центрально-Камчатского РР (1–23): Верхне-Козыревское (1), Марина (2), Сухариковские гребни (3), Тогарское (4), Кетачан II (5), Найчанское (6), Агинское (7), Южно-Агинское (8), Верхние Сухарики (9), Караковское (10), Тёмное (11), Бараньевское (12), Золотое (13), Еловое (14), Кунгурцевское (15), Оганчинское (16), Лазурное (17), Лагерное (18), Туманное (19), Хим-Кирганикского РУ (20–23): Хим (20), Позднее (21), Сухое (22), Кирганикское (23); фундамента ВПП – Шануч (24); Крутогоровско-Адриановского РУ (25–27): Меридиональное (25), Малахитовое (26), Квахонское (27)

в строении фундамента базальтоидного ВПП, было сопряжено к настоящему времени уже отработанное мелкое Cu-Ni месторождение Шануч (находится за контуром рудного района).

Au-Cu-Fe-оксидные объекты сосредоточены во *внутренней зоне* РМС, на удалении не более 2 км от выступа древнего фундамента пояса. Наиболее крупное из них *Кирганикское месторождение* (забалансовое), которое описано в [3, 12, 41], локализовано в кольцевом дифференцированном шонкинитовом массиве в ареале интенсивной биотитизации и калишпатизации. Массив занимает центральную часть вулканоплутонической структуры, сложенной породами рудоносной пироксенит-эссексит-шонкинитовой формации и их излившимися аналогами (трахибазальты, трахиандезиты, щелочные базальты, их туфы). На периферии этой структуры расположено однотипное проявление *Сухое*, а к северо-западу от него – Позднее и руч. Хим.

В массиве установлены [3] разновозрастные фазы становления – от крупнозернистых ортоклазовых пироксенитов ранней до шонкинитов последующих: диопсид-авгитовых, биотит-авгитовых; рудоносных порфиroidных биотит-ортоклазовых и пострудных авгит-ортоклазовых и лейкократовых ортоклазовых.

Рудовмещающие биотит-калишпатовые метасоматиты, состоящие из биотита, ортоклаза, реликтового пироксена, апатита и наложенных на них (более поздних) альбита, кварца, хлорита, серицита, карбонатов, развиты по телам порфиroidных биотит-ортоклазовых шонкинитов, внедрившихся в область контакта биотит-авгитовых и диопсид-авгитовых разностей. Пять крутопадающих линзовидных залежей мощностью от 15 до 130 м и протяжённостью от 200 до 1250 м, сложенных титаномагнетит-халькопирит-борнитовыми гнездово-вкрапленными и вкрапленными (с Au, Ag, МПГ) рудами, в плане образуют полукольцевую минерализованную зону, опоискованную до глубины 300 м.

Главные рудные минералы – халькопирит, борнит, халькозин, титаномагнетит, второстепенные – пирит, сфалерит, галенит. Спутники меди в рудах – Au, Ag, Pb, Zn, Pt, Pd, V, Co, P. Содержание Cu в среднем 0,5–0,7 %, Au – 0,5–0,7 г/т, Ag – 6–7 г/т, Pt – 0,8 г/т, Pd – 1 г/т. Учтённые (2003 г.) прогнозные ресурсы Кирганикского месторождения составляют по категории P₁ до глубины 200 м: Cu – 480 тыс. т, Au – 50,7 т, Ag – 473,3 т и категории

P₂ на глубинах от 200 до 500 м: Cu – 425 тыс. т, Au – 42,3 т, Ag – 507 т, Pt – 27 т, Pd – 33,8 т.

На других однотипных рудопоявлениях района – *Хим, Сухое, Позднее*, а также *Шаромском* проявлении одноимённого ПРУ, находящегося за пределами описываемой территории, – золото-медная минерализация также сопряжена с субвулканическими телами шонкинитов, прорывающими трахиандезиты и трахиандезибазальты продуктивной ВПА Ирунейско-Кирганикского базальтоидного пояса.

Во *внутренней зоне* РМС также расположены более поздние Mo-Cu-порфиroidные (Лагерное, Туманное) и Au-(Ag)-полисульфидные (Оганчинское, Лазурное) проявления, ассоциирующие с плутонитами габбро-диорит-гранодиоритовой формации рудоносной миоцен-раннеплиоценовой ВПА раннего этапа становления КЦК ВПП.

Mo-Cu-порфиroidные проявления *Лагерное* и *Туманное*, сменяющие в возрастном ряду рудных формаций золото-медные ЮСГ типа, представляют собой жильные и прожилково-вкрапленные руды в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, развитых в эндо-экзоконтактных зонах штоков и даек гранодиорит-порфиroidов поздней фазы становления массивов продуктивной плутоногенной формации.

Оганчинское Au-(Ag)-полиметаллическое месторождение, описанное Ю. М. Щепотьевым и др. [23], тяготеет к экзоконтактам массива диоритов-гранодиоритов. Основной объём золото- и сереброросодержащих галенит-сфалерит-халькопирит-кварцевых жильных и штокверковых руд локализован во вмещающих вулканитах андезит-риодацитовой формации ВПА, плутоногенная составляющая которой продуктивна на Mo-Cu-порфиroidные руды, что подтверждается наличием такой минерализации на участке Интрузивный в том же массиве. Рудные жилы, жильные зоны и штокверки Оганчинского месторождения с ореолом кварц-серицитовых и кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов контролируются дайками трахидацитов и порфиroidных диоритов – апофизами этого плутона.

На рудопоявлении *Лазурное* того же Au-(Ag)-полисульфидного типа штокверк прожилков с вкрапленностью сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, самородного золота, серебра и серы вместе с веерообразно отходящими от него жилообразными кварц-карбонат-сульфидными золоторудными телами локализованы в массиве

диоритов-гранодиоритов, а на верхних горизонтах – в дацитовом экстрозиве. В эндо-экзоконтактах самого гранитоидного массива находится Мо-Си-порфирированное рудопроявление Туманное. Оба названных объекта являются элементами единой колонны вертикальной магматической и рудно-метасоматической зональности с размахом до 800 м.

Таким образом, Мо-Си-порфирированные проявления во времени и пространстве сопряжены с золото- и серебросодержащими галенит-сфалерит-халькопиритовыми, по составу соответствующими золото-полисульфидному минералогическому типу руд периферических частей медно-порфирированных РМС, выделенному А. И. Кривцовым и др. [7–10]. Эти разнотипные объекты образованы в ходе становления одной – андезит-диорит-гранодиоритовой – ВПА и приурочены к внутренней зоне Центрально-Камчатской РМС. Длительный (с позднего мела по неоген) режим поднятия, существовавший на этой площади, обусловил унаследованный структурный контроль разновозрастных процессов рудообразования и совмещение в пространстве разнотипной рудной минерализации – Au-Cu-Fe-оксидной и более поздних Мо-Си-порфирированной и золото-полисульфидной. Несмотря на то, что позднемиоценовая-палеогеновая трахибазальт-шонкинитовая ВПА, продуктивная на руды ЮСГ типа, сформирована в завершение становления Ачайваам-Валагинской островной дуги, а миоцен-раннеплиоценовая андезит-диоритовая ВПА, сопровождающаяся Мо-Си-порфирированными и золото-полисульфидными проявлениями, открывает накопление континентальных вулканических Корякско-Центрально-Камчатского пояса, в вертикальном ряду магматических формаций они подчинены единой гомодромной последовательности и не разделены существенными перестройками.

Внешняя зона Центрально-Камчатской РМС в структурном плане соответствует крупной вулканотектонической депрессии, с запада, севера и востока «обрамляющей» выступ фундамента с Au-Cu-Fe-оксидными, Мо-Си-порфирированными и золото-полисульфидными проявлениями внутренней зоны. В депрессии сосредоточены эпitherмальные золото-серебряные месторождения золото-теллурического (Агинское), собственно золотого (Бараньевское, Золотое, Караковское) и золото-серебряного (Верхнее-Козыревское, Марина, Сухариковские гребни) типов, приуроченные к ло-

кальным палеовулканическим структурам, сложенным породами андезит-риодацитовая и андезибазальтовой формаций [23]. Ведущую роль в локализации руд играют кальдеры проседания, выполненные вулканомиктовыми породами, и дацит-риодацитовые экстрозивы, формировавшиеся синхронно с ними. Положение рудных зон контролируется бортовыми и внутрикальдерными синвулканическими сбросами и элементами строения экстрозивных куполов. Размещение перечисленных золоторудных объектов во внешней зоне РМС подчинено латеральной зональности с увеличением доли серебра в рудах и возрастанием рудоконтролирующей роли экстрозивов по мере удаления от центра.

Рудовмещающие метасоматиты, среди которых преобладают кварц-гидрослюдистые, адуляр-серицит-кварцевые, существенно кварцевые (вторичные кварциты), пирит-каолинит-кварцевые и аргиллизитовые разности, по составу соответствуют верхней части метасоматической колонны МП РПС. В их пространственном размещении проявлены элементы латеральной зональности. Так, на месторождении Сухариковские гребни, локализованном в риодацитовом экстрозиве, небогатые штокверковые золото-серебряные руды с повышенным (до десятых долей процента) содержанием молибдена размещены во внутренней зоне экстрозива, а руды с промышленными концентрациями Au и Ag в адуляр-серицит-кварцевых метасоматитах и аргиллизитах – во внешней.

Форма рудных тел – штокверковая, жилобразная и комбинированная. На наиболее значительном *Агинском* месторождении ветвящиеся по восстанию рудные жилы, контролирующиеся конседиментационными нарушениями, сочетаются с залежами, субсогласными напластованию вмещающих пород. Основной объем промышленных руд сосредоточен в верхней части разреза рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи в кварц-гидрослюдистых метасоматитах [23].

Таким образом, в Центрально-Камчатском рудном районе Мо-Си-порфирированные и золото-полисульфидные проявления ассоциируют с плутонами габбро-диорит-гранодиоритовой формации (с порфирированными телами поздней фазы внедрения), а золото-серебряные – с вулканическими андезит-риодацитовая формации (в основном с завершающимися дацит-риодацитовыми экстрозивами). Наблюдаемые пространственные взаимоотношения рудопроявлений названных типов, являющихся

продуктами становления одной рудоносной ВПА (т. е. единого магматического очага) миоцен-раннеплиоценового Корьякско-Центрально-Камчатского ВПП, свидетельствуют об их принадлежности единой комплексной РМС. Мо-Сu-порфиновые и золото-полисульфидные объекты в выступе фундамента отвечают её внутренней зоне, а золото-серебряные в примыкающей ВДТ – внешней, что отражает характерный для этой системы латеральный тип рудно-формационной зональности. В фундаменте же упомянутого пояса, частично сложенном ВПА позднемиоценового–палеоценового базальтоидного Ирунейско-Кирганикского ВПП, в контуре РМС присутствуют проявления золото-медных руд ЮСГ типа. Совмещение в объёме этой системы магматических и рудных формаций разновозрастных ВПП – базальтоидного и андезитоидного – указывает на её полигенность, то есть существование двух материнских очагов: базитового и сиало-фемического, производными которых являются описанные месторождения и рудопроявления разных РФТ.

Выводы.

1. По петрологии продуктивных плутоногенных формаций, рудно-метасоматической зональности и вещественному составу руд, которые определяются главным образом геотектонической позицией (металлоносностью магматических очагов в ЗК океанического либо континентального типа) месторождения медно-порфинового семейства могут быть разделены на два рудно-формационных типа (РФТ): *золото-медный* (с повышенным содержанием Au в рудах при практическом отсутствии Mo) и *молибденово-медный* (с повышенным содержанием Mo), а вмещающие их РМС – на две группы, принадлежащие базальтоидным и андезитоидным ВПП. Первая связана с магматическими формациями габбро-диорит-тоналитового ряда Na профиля, вторая – с K-Na- и Na-K формациями габбро-диорит-гранодиоритового и диорит-гранодиорит-монзонитового рядов. Вместе с тем в краевых частях как андезитоидных, так и базальтоидных поясов довольно часто отмечаются медно-порфиновые системы, в строении которых участвуют плутоногенные формации обеих групп, что обусловлено переходным (сиалофемическим) составом фундамента ВПП, что отражается в вещественном составе руд – появлении значимых содержаний Mo в Au-Сu-порфиновых и Сu-порфиновых месторождениях базальтоидных островодужных и рифтовых ВПП и по-

вышенных содержаниях Au (соответственно значительных запасах) Au-Мо-Сu-порфиновых.

2. Многие МПМ, особенно крупные и гигантские, локализованы во внутренних частях крупномасштабных РМС с комплексной металлогенией, которым эквивалентны рудные районы и узлы. В таких системах кроме медно-порфиновых присутствуют месторождения цветных и благородных металлов других РФТ, но все они генетически связаны с едиными рудоносными магматическими очагами. Во *фланговых* частях КМП РМС встречаются *мезотермальные*: Au-Сu- и Au-Pb-Zn скарновые, жильные, жильно-прожилковые и метасоматические (Au)-Ag-полисульфидные, Au-сульфидно-кварцевые, иногда Au-порфиновые, в *верхних периферийных* – *эпитермальные* жильные, жильно-прожилковые и стратоидные Сu-Au- и Au-Ag «высокой (HS), средней (IS) и низкой (LS) сульфидизации», а также самородной серы.

Масштабы развития и сочетания перечисленных «сопряжённых» РФТ, связанных с одними и теми же материнскими очагами, в КМП РМС базальтоидных и андезитоидных ВПП различны. Так, в системах первых из них при наличии среди вмещающих пород карбонатных и глинисто-карбонатных отложений в экзоконтактах рудоносных порфиновых интрузивов развиты Au-Сu-, Сu- и Fe-скарновые залежи, но Au-Pb-Zn-вые скарновые, метасоматические (Au)-Ag-полиметаллические, характерные для дистальных фланговых зон РМС андезитоидных поясов, отсутствуют. Жильная и жильно-прожилковая Au- и Au-Ag-полисульфидная минерализация также существенно менее распространена, в то время как в пропиловых ореолах практически всех МПМ андезитоидных ВПП она широко развита.

Среди КМП РМС андезитоидных поясов нередко полихронные и полиформационные системы. В их объёме кроме объектов вышеотмеченных *сопряжённых* РФТ встречаются месторождения и проявления *совмещённого* типа: образовавшиеся на более поздних этапах формирования поясов (редкометалльные, оловорудные, (Au)-Ag- и Au-кварцевые и др.), а также древних СВК фундамента ВПП (Pb-Zn стратиформные в карбонатных толщах, реже железорудные магматические и скарновые, Au-Сu-Fe-оксидные, Сu-Zn-колчеданные и колчеданно-полиметаллические).

Основные причины установленных рудно-формационных различий КМП РМС базальтоидных

и андезитовых поясов – более мощная и разнообразная ЗК *континентального* (существенно сиалического) либо переходного (сиало-фемического) типов андезитовых ВПП, наличие магматических очагов в сиалическом слое наряду с глубинными «материнскими» на границе базальтового слоя с астеносферой. Важно, что в промежуточных очагах (5–15 км от дневной поверхности) «скапливалась» не только относительно окисленная (богатая SO_2) магма *основного* состава (мантийного происхождения с халькофильными элементами, такими как Cu и Au), которая поднимается из глубинных очагов в приподошвенной части базальтового слоя ЗК, но и *адикитовая* магма из очагов в нижней части гранитного слоя ЗК, структурно-вещественные комплексы (СВК) которого обогащены Mo, W, Sn, Ta, Nb, другими редкими элементами и землями. Возможными источниками Pb, Zn, Cu, Ag и других металлов могли быть также стратиформные полиметаллические и Cu-Zn колчеданные месторождения, подвергшиеся регенерации в тепловом поле плутонов, продуктивных на Cu-порфиновые руды формаций. Этим и объясняется многообразие металлогении МП РМС андезитовых поясов.

Происхождение и становление глубинных и близповерхностных магматических очагов рассмотрены в работах Дж. Ричардса [37, 38], Д. Кука, П. Холлинга, Дж. Уолша [25], Р. Силлитоу [39], Дж. Уилкинсона [43]. В них показано, что глубинные очаги возникали при прогреве и расплавлении нижней части базальтового слоя ЗК и мантийного слэба (клина) под воздействием мощного астеносферного теплового потока и флюидов, восходивших от субдуцирующих океанических плит (насыщение металлами флюидной фазы расплава происходило за счёт дегидратации базитовых комплексов этих плит и металлоносных осадков). Очаги в гранитном слое являются продуктами анатексиса его СВК при прогреве теплом, выделявшемся при кристаллизации ниже расположенных очагов основной (преимущественно базальтовой) магмы.

Смешивание магм, происходивших из мантии и земной коры (многими исследователями рассматривается как одно из главных условий формирования МПМ мирового класса), приводило к образованию «адикитовых» гибридных магм (от андезитовых до дацитовых), насыщенных летучими компонентами и металлами, которые имели меньшую плотность в сравнении с вышележащими комплексами гранитного слоя. Их подъём в верх-

ние части ЗК был обусловлен главным образом силами выталкивания («всплывания») и контролировался проницаемыми зонами, возникавшими при сдвиговых деформациях в областях сопряжения парных внутридуговых (осевых поясных) и поперечных по отношению к ним глубинных трансформных разломов [38]. В режиме коллизионного сжатия, который возникал на определённых отрезках магматических дуг при субдукции океанических плит с асейсмичными хребтами и плато под континентальные окраины и приводил к подавлению вулканизма такие процессы способствовали появлению неглубоко залегающих (промежуточных) крупных магматических очагов с концентрацией металлов во флюидной фазе [25]. Разгрузка таких очагов в орогенный период в благоприятных структурно-петрофизических условиях [4] приводила к образованию крупных и гигантских МПМ.

Геодинамические обстановки и процессы возникновения, становления и разгрузки материнских (рудноносных) магматических очагов островодужных поясов с *океанической* ЗК в принципе те же, что и для андезитовых, но находятся эти очаги в базальтовом слое. Поступавшие из них рудообразующие флюиды мантийного происхождения были обогащены в основном Cu и Au. Сформированные в такой обстановке Au-Cu-порфиновые месторождения сопровождаются Cu-Au и Au-Ag минерализацией различной степени «сульфидизации» (HS, IS и LS типов). Совмещённые (унаследованные) РФТ, естественно, отсутствуют.

В РМС базальтоидных рифтовых ВПП Cu-порфиновые месторождения (в их рудах Au практически нет) иногда ассоциируют с Cu-Zn-колчеданными, связанными с вулканогенными колчеданоносными формациями. Последние накапливаются в основном в перивулканических зонах, предшествуя ВПА, продуктивным на медно-порфиновые руды, и относятся таким образом к комплексам фундамента поясов. В единичных случаях отмечаются и другие объекты совмещённого типа, как например в Вознесенской РМС Ирландского ВПП на Урале, где наряду с медно-порфировым и сопряжёнными с ними золото-сульфидно-кварцевыми проявлениями, а также более ранними («унаследованными») медноколчеданными известно проявление хромитов известково-силикатной формации базит-гипербазитового субстрата пояса, что может быть объяснено лишь интенсивной надвиговой тектоникой.

Таким образом, металлогения МП РМС андезитоидных ВПП разнообразнее базальтоидных из-за более сложного строения ЗК континентального типа по сравнению с океанической и рифтогенной. Это приводит к появлению «адикитовых» магматических очагов в приподошвенной части сиалического слоя и «промежуточных» в его верхней части, что, в свою очередь, отражается в более «богатом» наборе «сопряжённых» типов оруденения, а также появлении объектов «совмещённых (унаследованных)» типов, поскольку магматические формации каждого из структурно-формационных этажей андезитоидных ВПП, а их выделяется до трёх (соответствуют раннему, среднему и позднему этапам развития), обладает «собственной» металлогенией.

3. В целом описанные КПП РМС могут рассматриваться как закономерные совокупности магматических и рудных формаций, возникающих

в ходе эволюции очагов в земной коре океанического, континентального и переходного типов и образующих вертикально-латеральные ряды, изучение строения которых может быть использовано при прогнозе как медно-порфировых, так и ассоциирующихся с ними месторождений иных РФТ, что и было сделано при прогнозно-металлогеническом районировании территорий Дальневосточного, Уральского и Приволжского ФО России [12, 13, 16, 17]. В перспективных металлогенических зонах Амурско-Сихотэ-Алинской, Охотско-Чукотской, Корякско-Камчатской и Уральской минералогенических провинций выделены и околочурены потенциальные рудные районы и узлы с ранжированием по перспективности и рекомендуемой очередности постановки ГРР различного масштаба.

Авторы глубоко благодарны Татьяне Александровне Чуриловой за техническую помощь в оформлении иллюстраций статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А. В., Гирфанов М. М., Куликов Д. А., Мигачев И. Ф., Минина О. В. и др. Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 3–17.
2. Викентьев И. В., Тюкова Е. Э., Мурзин В. В., Викентьева О. В., Павлов Л. Г. Воронцовское золото-рудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. – Екатеринбург : Форт Диалог-Исеть, 2016. – 206 с.
3. Звездов В. С. Геология и генезис Кирганикского золото-медного месторождения Камчатки // Отечественная геология. – 1997. – № 5. – С. 3–17.
4. Звездов В. С. Обстановки формирования крупных и сверхкрупных медно-порфировых месторождений // Отечественная геология. – 2019. – № 5. – С. 16–35.
5. Звездов В. С., Мигачев И. Ф. Медно-порфировые рудно-магматические системы с комплексной металлогенией андезитоидных и базальтоидных вулканоплутонических поясов // XII Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов»: сборник тезисов докладов. – М. : ФГБУ «ЦНИГРИ», 2023. – С. 141–145.
6. Кременецкий А. А., Попов В. С. Гигантское Cu-Au-Mo месторождение Пиббл на юго-западе Аляски: особенности строения и формирования; перспективы Северо-Востока и Дальнего Востока России // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 9. – С. 57–69.
7. Кривцов А. И., Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Медно-порфировые месторождения. Сер. Модели месторождений цветных и благородных металлов. – М. : ФГБУ «ЦНИГРИ», 2001. – 232 с.
8. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Зональность и золотоносность руд медно-порфировых месторождений. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор. – М. : ВИЭМС, 1985. – 47 с.
9. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Минералого-геохимические типы руд медно-порфировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия. – 1985. – № 10. – С. 1417–1429.
10. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Медь» / А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев, А. Г. Волчков, Р. Н. Володин, В. С. Звездов, О. В. Минина, Ю. В. Никешин. – М. : ЦНИГРИ, 2002.
11. Мигачев И. Ф., Звездов В. С., Минина О. В. Формационные типы медно-порфировых месторождений и их рудно-магматические системы // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 26–48.
12. Мигачев И. Ф., Минина О. В., Звездов В. С. Корякско-Камчатский регион – потенциальная медно-

- порфи́ровая провинция // Отечественная геология. – 2020. – № 4–5. – С. 3–23.
13. Мигачев И. Ф., Минина О. В., Звездов В. С. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса – новая перспективная медно-порфи́ровая провинция Юго-Западной Чукотки // Отечественная геология. – 2014. – № 6. – С. 12–23.
 14. Минина О. В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. – 1994. – № 7. – С. 17–23.
 15. Минина О. В. Положение зон медно-порфи́ровой минерализации в интрузивах Урала // Советская геология. – 1982. – № 2. – С. 51–55.
 16. Минина О. В., Мигачев И. Ф. Медно-порфи́ровые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование) // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 26–41.
 17. Минина О. В., Мигачев И. Ф., Звездов В. С. Прогнозно-металлогеническое районирование южной части Дальневосточного региона на медно-порфи́ровое оруденение // Отечественная геология. – 2019. – № 1. – С. 35–49.
 18. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. – 2010. – № 6. – С. 66–73.
 19. Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Григорьев Н. А. Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40, № 2. – С. 157–170.
 20. Турьинские рудники // Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона. В 86 т. Т. 82. – СПб. : Семеновская Типолитография, 1890–1907.
 21. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М. : Научный мир, 2001. – 606 с.
 22. Черемисин А. А., Золотник-Хоткевич А. Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. – 1997. – № 1. – С. 59–70.
 23. Щепотьев Ю. М., Вартамян С. С., Орешин В. Ю., Гузман Б. В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 244 с.
 24. Calder M. F., Chang Z. I., Arribas A., Gaibor A., Dunkley P., Pastoral J., Kouzmanov K., Spandler C., Hedenquist J. W. High-grade copper and gold deposited during postpotassic chlorite-white mica-albite stage in the Far Southeast porphyry deposit, Philippines // Economic Geology. – 2022. – V. 117, № 7. – P. 1573–1596.
 25. Cook D. R., Hollings P., Walshe J. L. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // Economic Geology. – 2005. – V. 100. – P. 801–818.
 26. Corbett G. J., Leach T. M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization // Society of Economic Geologists Special Publication. – 1998. – № 6. – 237 p.
 27. Cox D. P., Singer D. A. Mineral deposit models // U.S. Geological Survey Bull. – 1992. – V. 1693. – 379 p.
 28. Einaudi M. T. Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America // Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America / Titley, S.R., ed. – Tucson : University of Arizona Press, 1982. – P. 139–183.
 29. Hedenquist J. W., Arribas A. J., Aoki M. Zonation of Sulfate and Sulfide Minerals and Isotopic Composition in the Far Southeast Porphyry and Lepanto Epithermal Cu–Au Deposits, Philippines // Resource Geology. – 2017. – V. 67, No. 2. – P. 174–196
 30. Hedenquist J. W., Arribas A. J., Reynolds J. R. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines // Economic Geology. – 1998. – V. 93. – P. 373–404.
 31. Hedenquist J. W., Taran Y. A. Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // Economic Geology. – 2013. – V. 108. – P. 1523–1540.
 32. Hollister V. F. Regional characteristics of porphyry copper of South America // Trans. A.I.M.E. – 1974. – № 1. – P. 45–53.
 33. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // Economic Geology. – 1970. – V. 65. – P. 373–409.
 34. Maryono A., Harrison R. L., Cook D. R. Rompo I., Terence G. H. Tectonics and Geology of Porphyry Cu–Au Deposits along the Eastern Sunda Magmatic Arc, Indonesia // Economic Geology. – 2018. – V. 113. – P. 7–38.
 35. Migachev I. Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting // Resource Geology Special Issue. – 1993. – № 15. – P. 199–209.
 36. Plafker G., Berg H. C. Overview of the geology and tectonic history of Alaska // The Geology of Alaska, Geology of North America / Plafker G. and Berg H. C. – 1994. – V. G–1. – P. 989–1021.
 37. Richards J. P. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // Nature geoscience. – 2013. – V. 6. – P. 911–916.
 38. Richards J. P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation // Economic Geology. – 2003. – Vol. 98. – P. 1515–1533.
 39. Sillitoe R. H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. – 2010. – Vol. 105. – P. 3–41.
 40. Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C. Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // U.S. Geological Survey. – 2008.
 41. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Shapovalenko V. N., Collins G. S., Dvurechenskaya S. S., Bukhanova D. S., Ezhov A. I., Voskresensky K. I. The Kirganik alkalic porphyry Cu–Au prospect in Kamchatka, Eastern

- Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated system in a Late Cretaceous Island arc setting // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – V. 128. – Article 103893.
42. *Van Dongen M., Weinberg R. F., Tomkins A. G.* Grade distribution of the giant Ok Tedi Cu-Au deposit, Papua New Guinea // *Economic Geology*. – 2013. – V. 108. – P. 1773–1781.
43. *Wilkinson J. J.* Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs // *Nature geoscience*. – 2013. – V. 6. – P. 917–923.

REFERENCES

- Andreyev A. V., Girfanov M. M., Kulikov D. A., Migachev I. F., Minina O. V.* et al. Rudnyye rayony s medno-porfirovym orudneniyem – perspektivnaya mineral'no-syr'yevaya baza medi Yuzhnogo Urala [Ore areas with porphyry copper mineralization – a promising mineral resource base for copper in the Southern Urals]. *Otechestvennaya geologiya*, 2018, No. 4, pp. 3–17. (In Russ.)
- Vikent'yev I. V., Tyukova Ye. E., Murzin V. V., Vikent'yeva O. V., Pavlov L. G.* Vorontsovskoye zolotorudnoye mestorozhdeniye. *Geologiya, formy zolota, genezis* [Vorontsovskoye gold ore deposit. Geology, forms of gold, genesis], Yekaterinburg, Fort Dialog-Iset' publ., 2016, 206 p. (In Russ.)
- Zvezdov V. S.* Geologiya i genezis Kirganikskogo zoloto-mednogo mestorozhdeniya Kamchatki [Geology and genesis of the Kirganik gold-copper deposit in Kamchatka]. *Otechestvennaya geologiya*, 1997, No. 5, pp. 3–17. (In Russ.)
- Zvezdov V. S.* Obstanovki formirovaniya krupnykh i sverkhkrupnykh medno-porfirovnykh mestorozhdeniy [Conditions for the formation of large and super-large porphyry copper deposits]. *Otechestvennaya geologiya*, 2019, No. 5, pp. 16–35. (In Russ.)
- Zvezdov V. S., Migachev I. F.* Medno-porfirovyye rudno-magmatischekiye sistemy s kompleksnoy metallogeniyei andezitoidnykh i bazal'toidnykh vulkano-plutonicheskikh poyasov [Copper-porphyry ore-magmatic systems with complex metallogeny of andesitoid and basaltoid volcano-plutonic belts], Moscow, TSNIGRI, 2023, pp. 141–145. (In Russ.)
- Kremenetskiy A. A., Popov V. S.* Gigantskoye Cu-Au-Mo mestorozhdeniye Pebbl na yugo-zapade Alyaski: osobennosti stroyeniya i formirovaniya; perspektivy Severo-Vostoka i Dal'nego Vostoka Rossii [The giant Pebble Cu-Au-Mo deposit in southwest Alaska: features of structure and formation; prospects for the Northeast and Far East of Russia]. *Razvedka i okhrana nedr*, 2010, No. 9, pp. 57–69. (In Russ.)
- Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V.* Medno-porfirovyye mestorozhdeniya. Ser. Modeli mestorozhdeniy tsvetnykh i blagorodnykh metallov [Porphyry copper deposits. Ser. Models of deposits of non-ferrous and precious metals], Moscow, TSNIGRI publ., 2001, 232 p. (In Russ.)
- Krivtsov A. I., Migachev I. F., Minina O. V.* Zonal'nost' i zolotonosnost' rud medno-porfirovnykh mestorozhdeniy. Ser. Geologiya, metody poiskov i razvedki mestorozhdeniy metallicheskikh poleznykh iskopayemykh. Obzor [Zoning and gold content of ores of copper-porphyry deposits. Ser. Geology, methods of prospecting and exploration of deposits of metallic minerals. Review], Moscow, VIEMS publ., 1985, 47 p. (In Russ.)
- Krivtsov A. I., Migachev I. F., Minina O. V.* Mineralogogeokhimicheskiye tipy rud medno-porfirovnykh mestorozhdeniy – zolotonosnost' i zonal'nost' [Mineralogical and geochemical types of ores of porphyry copper deposits - gold content and zoning]. *Geokhimiya*, 1985, No. 10, pp. 1417–1429. (In Russ.)
- Metodicheskoye rukovodstvo po otsenke prognoznnykh resursov almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov. Vyp. «Med'»* [Methodological guidelines for assessing the predicted resources of diamonds, precious and non-ferrous metals. Is. "Copper"]. A. I. Krivtsov, I. F. Migachev, A. G. Volchikov, R. N. Volodin, V. S. Zvezdov, O. V. Minina, Yu. V. Nikeshin, Moscow, TSNIGRI, 2002. (In Russ.)
- Migachev I. F., Zvezdov V. S., Minina O. V.* Formatsionnyye tipy medno-porfirovnykh mestorozhdeniy i ikh rudno-magmatischekiye sistemy [Formation types of porphyry copper deposits and their ore-magmatic systems]. *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 1, pp. 26–48. (In Russ.)
- Migachev I. F., Minina O. V., Zvezdov V. S.* Koryaksko-Kamchatskiy region – potentsial'naya medno-porfirovaya provintsia [The Koryak-Kamchatka region is a potential porphyry copper province]. *Otechestvennaya geologiya*, 2020, No. 4–5, pp. 3–23. (In Russ.)
- Migachev I. F., Minina O. V., Zvezdov V. S.* Mezozoysko-kaynozoyeskiye vulkanoplutonicheskkiye poyasa – novaya perspektivnaya medno-porfirovaya provintsia Yugo-Zapadnoy Chukotki [Mesozoic-Cenozoic volcano-plutonic belts – a new promising porphyry copper province of Southwestern Chukotka]. *Otechestvennaya geologiya*, 2014, No. 6, pp. 12–23. (In Russ.)
- Minina O. V.* Auerbakhovskaya kompleksnaya rudno-magmatischeeskaya sistema na Srednem Urale [Auerbakh

- complex ore-magmatic system in the Middle Ural]. *Otechestvennaya geologiya*, 1994, No. 7, pp. 17–23. (In Russ.)
15. *Minina O. V.* Polozheniye zon medno-porfirovoy mineralizatsii v intruzivakh Urala [Position of zones of porphyry copper mineralization in the intrusions of the Urals]. *Sovetskaya geologiya*, 1982, No. 2, pp. 51–55. (In Russ.)
 16. *Minina O. V., Migachev I. F.* Medno-porfirovyye provintsi i zony Yuzhnogo Urala (prognozno-metallogenicheskoye rayonirovaniye) [Porphyry copper provinces and zones of the Southern Urals (forecast metallogenic zoning)]. *Otechestvennaya geologiya*, 2018, No. 4, pp. 26–41. (In Russ.)
 17. *Minina O. V., Migachev I. F., Zvezdov V. S.* Prognozno-metallogenicheskoye rayonirovaniye yuzhnoy chasti Dal'nevostochnogo regiona na medno-porfirovoye orudneniye [Forecast-metallogenic zoning of the southern part of the Far Eastern region for porphyry copper mineralization]. *Otechestvennaya geologiya*, 2019, No. 1, pp. 35–49. (In Russ.)
 18. *Murzin V. V., Sazonov V. N., Ronkin Yu. L.* Model' formirovaniya Vorontsovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya na Urale (karlinskiy tip): novyye dannyye i problemy [Model of the formation of the Vorontsov gold deposit in the Urals (Carlin type): new data and problems]. *Litosfera*, 2010, No. 6, pp. 66–73. (In Russ.)
 19. *Sazonov V. N., Murzin V. V., Grigor'yev N. A.* Vorontsovskoye zolotorudnoye mestorozhdeniye – primer mineralizatsii karlinskogo tipa na Urale, Rossiya [Vorontsovskoe gold deposit – an example of Carlin type mineralization in the Urals, Russia]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1998, V. 40, No. 2, pp. 157–170. (In Russ.)
 20. *Tur'inskiye rudniki* [Turinsky mines]. *Entsiklopedicheskiy slovar' Brokgauza i Yefrona*. V. 82, St. Peterburg, Semenovskaya Tipolitografiya publ., 1890–1907. (In Russ.)
 21. *Khain V. Ye.* Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans], Moscow, Nauchnyy mir publ., 2001, 606 p. (In Russ.)
 22. *Cheremisin A. A., Zolotnik-Khotkevich A. G.* Vorontsovskoye zolotorudnoye mestorozhdeniye [Vorontsovskoye gold ore deposit]. *Rudy i metally*, 1997, No. 1, pp. 59–70. (In Russ.)
 23. *Shchepot'yev Yu. M., Vartanyan S. S., Oreshin V. Yu., Guzman B. V.* Zolotorudnyye mestorozhdeniya ostrovykh dug Tikhogo okeana [Gold deposits of the island arcs of the Pacific Ocean], Moscow, TSNIIGRI publ., 1989, 244 p. (In Russ.)
 24. *Calder M. F., Chang Z. I., Arribas A., Gaibor A., Dunkley P., Pastoral J., Kouzmanov K., Spandler C., Hedenquist J. W.* High-grade copper and gold deposited during postpotassic chlorite-white mica-albite stage in the Far Southeast porphyry deposit, Philippines. *Economic Geology*, 2022, V. 117, No. 7, pp. 1573–1596.
 25. *Cook D. R., Hollings P., Walshe J. L.* Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology*, 2005, V. 100, pp. 801–818.
 26. *Corbett G. J., Leach T. M.* Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. Society of Economic Geologists Special Publication, 1998, No. 6, 237 p.
 27. *Cox D. P., Singer D. A.* Mineral deposit models. U.S. Geological Survey Bull., 1992, V. 1693, 379 p.
 28. *Einaudi M. T.* Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. Titley, S.R., ed, Tucson, University of Arizona Press, 1982, pp. 139–183.
 29. *Hedenquist J. W., Arribas A. J., Aoki M.* Zonation of Sulfate and Sulfide Minerals and Isotopic Composition in the Far Southeast Porphyry and Lepanto Epithermal Cu–Au Deposits, Philippines. *Resource Geology*, 2017, V. 67, No. 2, pp. 174–196.
 30. *Hedenquist J. W., Arribas A. J., Reynolds J. R.* Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 1998, V. 93, pp. 373–404.
 31. *Hedenquist J. W., Taran Y. A.* Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology*, 2013, V. 108, pp. 1523–1540.
 32. *Hollister V. F.* Regional characteristics of porphyry copper of South America. *Trans. A.I.M.E.*, 1974, No. 1, pp. 45–53.
 33. *Lowell J. D., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 1970, V. 65, pp. 373–409.
 34. *Maryono A., Harrison R. L., Cook D. R., Rompo I., Terence G. H.* Tectonics and Geology of Porphyry Cu–Au Deposits along the Eastern Sunda Magmatic Arc, Indonesia. *Economic Geology*, 2018, V. 113, pp. 7–38.
 35. *Migachev I.* Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting. *Resource Geology Special Issue*, 1993, No. 15, pp. 199–209.
 36. *Plafker G., Berg H. C.* Overview of the geology and tectonic history of Alaska. *The Geology of Alaska, Geology of North America / Plafker G. and Berg H. C.*, 1994, V. G–1, pp. 989–1021.
 37. *Richards J. P.* Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes. *Nature geoscience*, 2013, V. 6, pp. 911–916.
 38. *Richards J. P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation. *Economic Geology*, 2003, Vol. 98, pp. 1515–1533.
 39. *Sillitoe R. H.* Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 2010, Vol. 105, pp. 3–41.
 40. *Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C.* Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models. U.S. Geological Survey, 2008.

41. *Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Shapovalenko V. N., Collins G. S., Dvurechenskaya S. S., Bukhanova D. S., Ezhov A. I., Voskresensky K. I.* The Kirganik alkalic porphyry Cu-Au prospect in Kamchatka, Eastern Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated system in a Late Cretaceous Island arc setting. *Ore Geology Reviews*, 2021, V. 128, Article 103893.
42. *Van Dongen M., Weinberg R. F., Tomkins A. G.* Grade distribution of the giant Ok Tedi Cu-Au deposit, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 2013, V. 108, pp. 1773–1781.
43. *Wilkinson J. J.* Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature geoscience*, 2013, V. 6, pp. 917–923.

Статья поступила в редакцию 23.10.23; одобрена после рецензирования 3.11.23; принята к публикации 7.11.23.
The article was submitted 23.10.23; approved after reviewing 3.11.23; accepted for publication 7.11.23.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.