

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ КАРАСЕНГЕРСКОГО ПОЯСА МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ПРОЦЕССЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ (Синьцзян, КНР)

Гао Цзинган^{1,2}, Ли Вэньюань², Сюе Чуньцзи³, Ту Цицзюнь⁴, Чжао Чжаньфэн³,
Ян Вэньпин⁵, Ли Ючжу¹, Н.И. Волкова⁶

¹Chang'an University, 126 Yanta Road., Xi'an 710054, China

²Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, 438 East Youyi Road, Xi'an 710064, China

³State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources,
China University of Geosciences, 29 Xueyuan Road, Beijing 100083, China

⁴Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, 390 East Karamay Road, Urumqi 830000, China

⁵No. 11 Geological Party of the Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development,
5 Beijing Road, Changji 836500, China

⁶Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

В восточной части Южного Алтая Центрально-Азиатского орогенного пояса расположен Карасенгерский металлогенический пояс, являющийся важной составной частью крупной Южно-Монгольской медно-порфировой металлогенической зоны, включающей известное медно-золоторудное месторождение Ой-Тологай и другие перспективные рудопоявления такого же типа. Медно-рудные тела повсеместно связаны с телами порфиров (гранодиоритового, кварцево-диоритового, кварцево-сиенитового и кварцево-монзонитового состава) и имеют полигенное (полихронное) происхождение (магматогенно-порфировое, гидротермальное и гипергенное). Оруденелым порфирам свойственны практически идентичные спектры распределения редкоземельных и редких элементов. Отношения Zr/Hf, Nb/Ta близки к таковым для нормального гранита, образованного за счет эволюции мантийной магмы. Низкое начальное значение отношения изотопов стронция I_{Sr} , варьирующее в небольшом диапазоне (0.703790—0.704218), отвечает примитивной мантии; значение $\epsilon_{Nd}(T)$ порфиров изменяется в интервале 5.8—8.4 и близко к MORB. Эти данные указывают на верхнемантийный источник исходных магм оруденелых порфиров, претерпевших некоторую контаминацию веществом земной коры в островодужной обстановке. Изотопный состав серы (одновершинное распределение $\delta^{34}S$ с пиковыми значениями от –2 до –4 ‰) свидетельствует о ее глубинном магматогенном источнике; незначительное количество более низких отрицательных значений $\delta^{34}S$ позволяет предполагать, что часть серы была извлечена из вулканических отложений в более позднее время. Изотопные характеристики Pb говорят о его смешанном корово-верхнемантийном источнике. Геохронологические данные, полученные U-Pb изотопным (SHRIMP) методом по циркону из гранит-порфира и гранодиорит-порфира, показывают, что оруденение на медно-порфировом месторождении Силект-Харасу формировалось в два этапа: в первый герцинский «порфировый» этап (375.2 ± 8.7 млн лет) были образованы оруденелые порфиры, содержащие вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение; второй индосинийский этап (217.9 ± 4.2 млн лет) проявился в наложенной гидротермальной минерализации. Re-Os изотопные данные по молибдениту (376.9 ± 2.2 млн лет) наиболее точно отвечают возрасту первичного оруденения на медно-порфировом месторождении Силект-Харасу, а Ag-Ag изотопный возраст (230 ± 5 млн лет), полученный для калишпат-кварцевой жилы, соответствует этапу гидротермального рудообразования. Полученные результаты свидетельствуют о том, что процесс рудообразования медно-порфирового месторождения Силект-Харасу является полихронным, в результате которого на герцинское медно-порфировое оруденение было наложено индосинийское гидротермальное оруденение.

U-Pb SHRIMP изотопный возраст, изотопия серы и свинца, Re-Os изотопия, модель рудообразования, Карасенгерский медно-порфировый пояс.

EVOLUTION OF MAGMATIC-HYDROTHERMAL SYSTEM OF THE KALAXIANG'ER PORPHYRY COPPER BELT AND IMPLICATIONS FOR ORE FORMATION (Xinjiang, China)

Gao Jinggang, Li Wenyuan, Xue Chunji, Tu Qijun, Zhao Zhanfeng, Yang Wenping, Li Youzhu, and N.I. Volkova

The Kalaxiang'er porphyry copper ore belt is situated in the eastern part of the southern Altai of the Central Asian Orogenic Belt and forms part of a broad zone of Cu porphyry mineralization in southern Mongolia, which includes the Oyu Tolgoi ore district and other copper–gold deposits. The copper ore bodies are spatially associated with porphyry intrusions of granodiorite, quartz diorite, quartz syenite, and quartz monzonite and have a polygenetic (polychromous) origin (magmatic porphyry, hydrothermal, and supergene). The mineralized

porphyries are characterized by almost identical REE and trace element patterns. The Zr/Hf and Nb/Ta ratios are similar to those of normal granite produced through the evolution of mantle magma. The low initial Sr isotope ratio I_{Sr} , varying within a narrow range of values (0.703790–0.704218), corresponds to that of primitive mantle, whereas the $\epsilon_{Nd}(T)$ value of porphyry varies from 5.8 to 8.4 and is similar to that of MORB. These data testify to the upper-mantle genesis of the parental magmas of ore-bearing porphyry, which were then contaminated with crustal material in an island-arc environment. The isotopic composition of sulfur (unimodal distribution of $\delta^{34}S$ with peak values of –2 to –4‰) evidences its deep magmatic origin; the few lower negative $\delta^{34}S$ values suggest that part of S was extracted from volcanic deposits later. The isotopic characteristics of Pb testify to its mixed crust–upper-mantle origin. According to SHRIMP U–Pb geochronological data for zircon from granite porphyry and granodiorite porphyry, mineralization at the Xiletekehalasu porphyry Cu deposit formed in two stages: (1) Hercynian “porphyry” stage (375.2 ± 8.7 Ma), expressed as the formation of porphyry with disseminated and vein–disseminated mineralization, and (2) Indosinian stage (217.9 ± 4.2 Ma), expressed as superposed hydrothermal mineralization. The Re–Os isotope data on molybdenite (376.9 ± 2.2 Ma) are the most consistent with the age of primary mineralization at the Xiletekehalasu porphyry Cu deposit, whereas the Ar–Ar isotopic age (230 ± 5 Ma) of K-feldspar–quartz vein corresponds to the stage of hydrothermal mineralization. The results show that mineralization at the Xiletekehalasu porphyry Cu deposit was a multistage process which resulted in the superposition of the Indosinian hydrothermal mineralization on the Hercynian porphyry Cu mineralization.

SHRIMP U-Pb age, S and Pb isotopes, Re-Os isotopes, metallogenic model, Kalaxiange'er porphyry copper belt

ВВЕДЕНИЕ

В восточной части Южного Алтая (Синьцзян, Китай) расположен Карасенгерский пояс медно-порфировых месторождений [Yang Wenping et al., 2005; Yan Shenghao et al., 2006], входящий в состав Южно-Монгольской зоны медно-порфирового оруденения, к которой относятся, в частности, Ой-Тологайское (Oyu Tologai) и другие медно-золоторудные месторождения. В последние годы были получены важные результаты по поиску и разведке, а также по изучению генезиса месторождений Силект-Харасу и Юйлекен-Харасу в пределах Карасенгерского пояса. Было показано, что последний отличается от зон медно-порфирового рудообразования, характерных для магматических островных дуг и активных континентальных окраин (в частности, от медно-порфировых месторождений Тихоокеанского кольца [Richards, 2003] и Цинхай-Тибетского нагорья [Hou Zeng-qian, 2004]), в отношении эволюции магматогенно-гидротермальной системы, тектонической обстановки, особенностей рудообразования и других факторов. Медно-порфировые месторождения Карасенгерского пояса характеризуются комплексным полистадийным типом оруденения. При их образовании важнейшая рудоконтролирующая роль принадлежала последовательной эволюции магматизма, гидротермальной активности и тектонической деятельности. Рассматривая Карасенгерский пояс порфирового оруденения в качестве эталона, авторы провели систематику и обобщение имеющихся геологических и геохимических данных о месторождениях порфирового типа в данном регионе. Результаты полевых наблюдений, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических (U-Pb SHRIMP и Re-Os, Sr-Nd, S, Pb) исследований легли в основу предложенной модели петрогенезиса и рудообразования медно-порфировых месторождений Карасенгера. Проведенное авторами комплексное изучение Карасенгерского пояса медно-порфировых месторождений следует рассматривать как новое доказательство полигенности процесса рудообразования при эволюции магматогенно-гидротермальных систем и позволяет прогнозировать новые объекты подобного типа в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Карасенгерский пояс медно-порфирового оруденения в структурном плане расположен в пределах диагональной стыковки Сибирской плиты с Казахско-Джунгарской вулканоплутонической зоной на южной окраине Китайского Алтая. Он локализован южнее пересечения крупной Иртышской тектонической зоны с разрывной тектонической зоной Кекетохай-Эртай и ограничен с запада Кекетохай-Эртайским глубинным разломом, а с северо-востока — Караиртышским глубинным разломом. Меднорудная зона в виде пояса простирается в с.-с.-з. направлении на расстояние до 30 км, ее северный участок узкий, а южный широкий, при этом ширина варьирует от 3 до 9 км (рис. 1). В региональном плане рудоносный район сложен флишеподобными отложениями серий Канас и Фуюнь синий-кембрийского возраста, представленными неравномерным ритмичным переслаиванием монотонных тонкослоистых среднезернистых полевошпатовых и мелкозернистых кварцевых песчаников с прослоями алевролитов. Верхнеордовикская свита Байхаба сложена серыми, серо-зелеными эпиметаморфическими известковы-

ми песчаниками, алевролитами с прослоями крупнозернистых песчаников и биогенных известняков, а также обильной окаменелостью. Свита Курумуты верхнего отдела силура представлена серыми, серозелеными, среднетонкозернистыми и грубозернистыми гранитогнейсами, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, метаморфизованными известковыми песчаниками. Нижнедевонские вулканиты свиты Канбутебао, расположенные на южной окраине Алтая, являются бимодальной серией, в основном состоящей из кварцевого кератофира. Свита Северная Ташань среднего девона в основном состоит из спилита и базальта. Петролого-геохимические исследования показали, что они формировались в островодужной обстановке. В среднем девоне происходило значительное излияние основных и ультраосновных вулканитов, внедрение среднекислых магматических гипабиссальных пород, которое сопровождалось медно-порфировым (молибденовым, золоторудным) оруденением в районе Харасу.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Медно-рудный район Харасу расположен на северо-западной окраине Карасенгерского пояса медно-порфировых месторождений (см. рис. 1) и включает два месторождения: Юйлекен-Харасу (рис. 2, б) и Силект-Харасу (см. рис. 2, в).

Отложения свиты Северный Ташань среднего девона являются основной вмещающей породой медно-молибден-порфирового оруденения изучаемого рудного района. Сама рудоносная свита сложена главным образом основными и частично ультраосновными вулканитами, а также их пирокластами. Здесь были выделены три литологические пачки. Первая, представляющая собой основной рудный го-

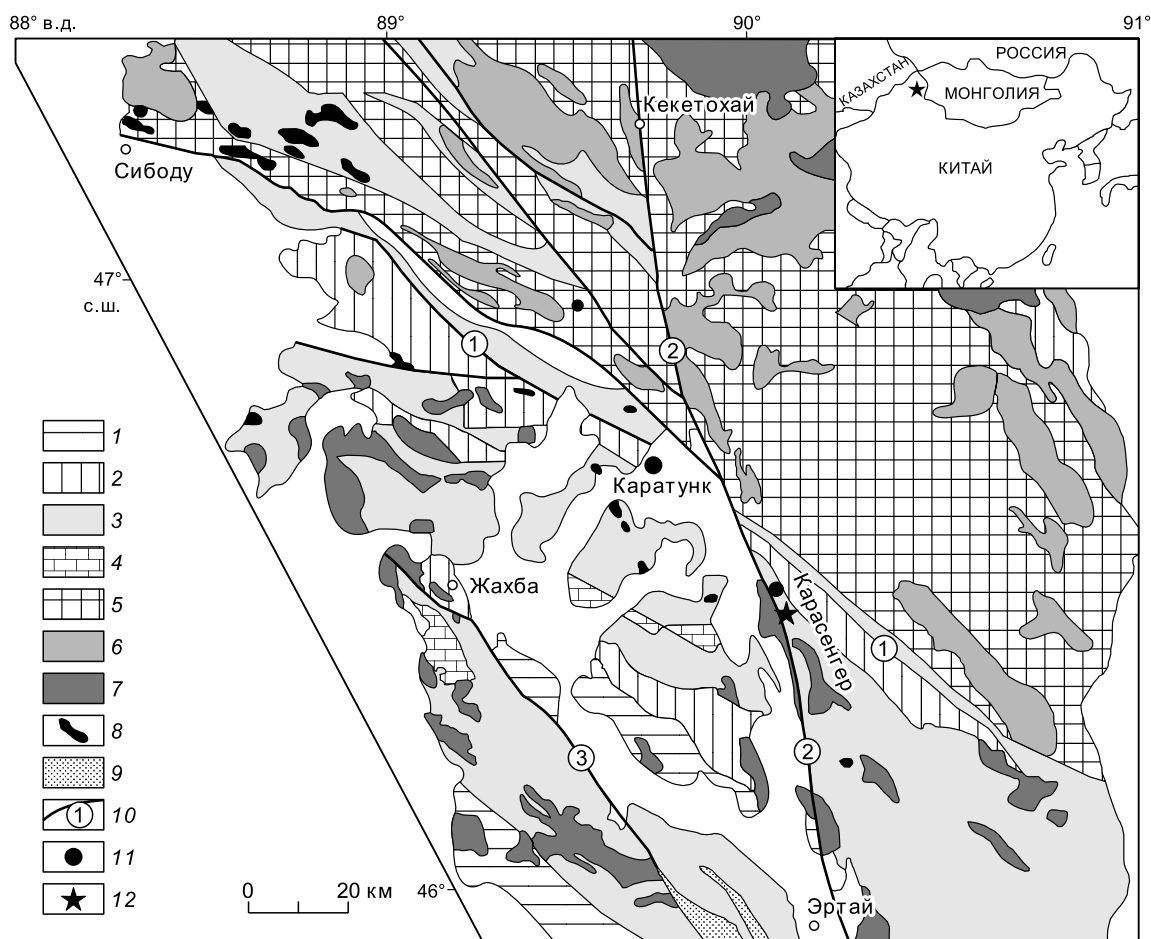


Рис. 1. Геологическая схема восточной части южной окраины Китайского Алтая (Синьцзян, Китай).

1 — пермские континентальные вулканиты; 2 — нижнекарбоновые терригенные породы; 3 — среднедевонские морские основные вулканиты; 4 — кембрий-ордовикские песчаники и известняки; 5 — мезо- и неопротерозойские гнейсы и сланцы; 6 — девон-карбоновые гранитоиды; 7 — пермские гранитоиды; 8 — габброиды; 9 — ультраосновные породы; 10 — разлом и его номер; 1 — Караиртышский глубинный, 2 — Кекетохай-Эртайский глубинный, 3 — Жахба-Арманский; 11 — медно-рудное месторождение; 12 — рудный район Харасу.

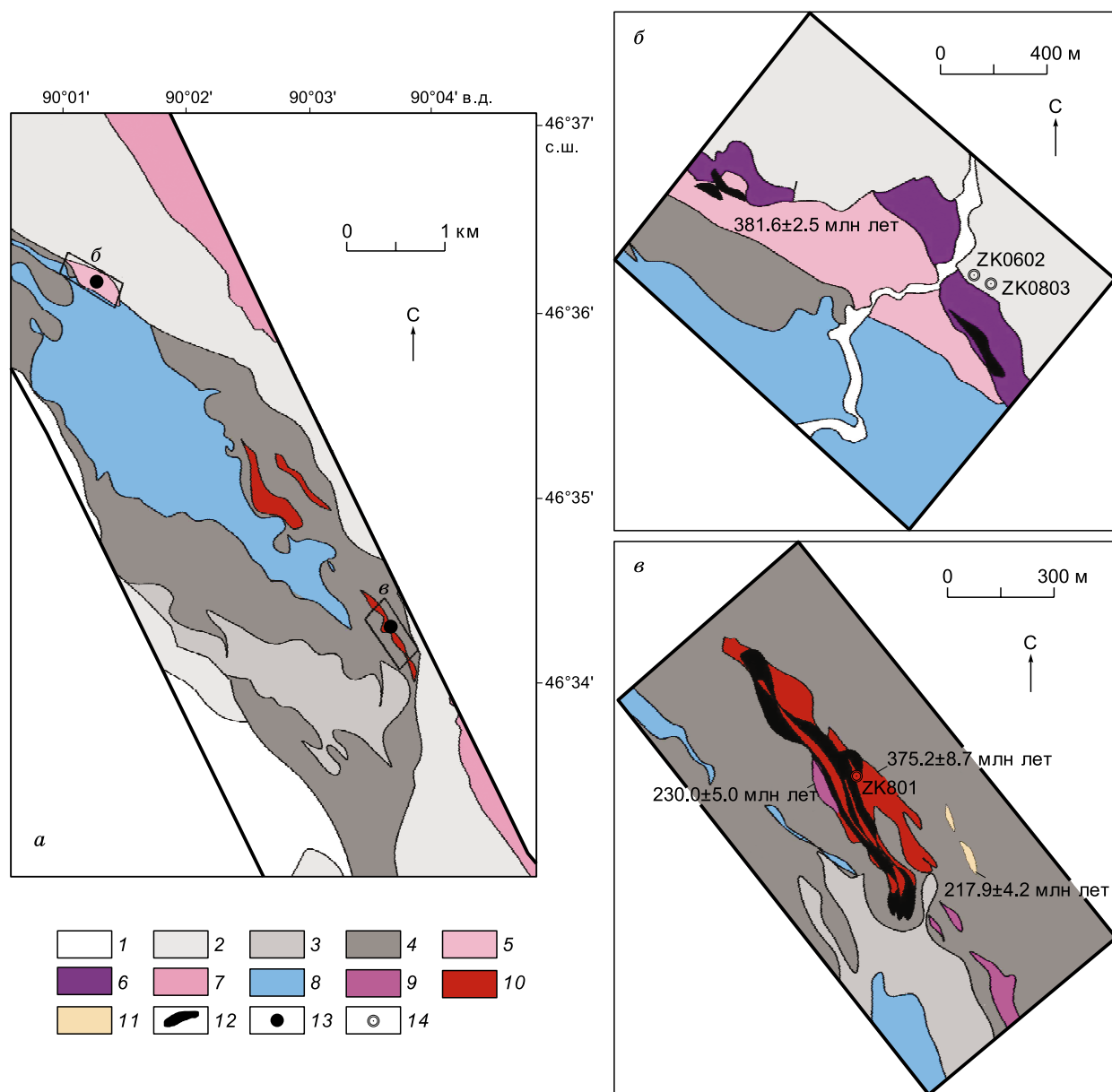


Рис. 2. Геологическая карта медно-рудного района Харасу (а), рудных блоков Юйлекен-Харасу (б) и Силект-Харасу (в).

1 — четвертичные отложения; 2 — джанбастауская свита нижнего карбона; 3 — вторая литологическая пачка среднедевонской свиты Северный Ташань; 4 — первая литологическая пачка среднедевонской свиты Северный Ташань; 5 — кварцевый сие-нит-порфир; 6 — кварц-монцонитовый порфир; 7 — монцонитовый гранит; 8 — кварцевый диорит; 9 — кварцевый диоритовый порфирит; 10 — гранодиорит-порфир; 11 — гранит-порфир; 12 — медно-рудное тело; 13 — медно-рудное месторождение; 14 — скважина.

ризонт, состоит из базальтов без вкрапленников, андезибазальтов, туфов, вулканической брекчий и рассланцованных базальтов с вкрапленниками пироксена. Вторая — сложена углеродисто-глинистыми алевролитами, туфовыми песчаниками, туфами и рассланцованными андезитами; третья — туфами, туфопесчаниками конгломератами, вулканической брекчий и т.д.

Медно-порфировое месторождение Силект-Харасу локализуется в массивах среднекислых гипабиссальных интрузивных пород с порфировой текстурой (гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты), связанных с медным и медно-молибденовым оруденением, распространенным в виде полосы с.-с.-з. направления. В приконтактных зонах гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиритов развиты метасоматические изменения пород: калишпатизация, серицитизация, пропилити-

зация, окварцевание, карбонатизация и другие изменения. При этом в пределах массива по направлению к внешнему контакту наблюдается последовательная смена зон изменения (калишпатизации, сильной и слабой биотитизации, пропилитизации), встречающихся в виде параллельных полос с.-с.-з. простирания. В северном борту рудного блока Силект-Харасу (за пределами массивов гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров) отмечаются небольшие линзообразные интрузивные тела с.-с. простирания, сложенные неоруденелыми гранит-порфирами (см. рис. 2, в).

Рудный блок Юйлекен-Харасу сложен кварцевыми сиенит-порфирами и кварцевыми монцонит-порфирами (см. рис. 2, б). Тело кварцевых сиенит-порфиров шириной 50—300 м и длиной около 1200 м протягивается в с.-з. направлении. С севера по разлому оно контактирует с кварцевыми монцонит-порфирами. Кварцевые сиенит-порфиры имеют розоватую и сероватую окраску, в основном состоят из ортоклаза (63 мас. %), кварца (15 мас. %), биотита (10 мас. %), олигоклаза (10 мас. %) и др., обладают порфировидной структурой и массивной текстурой. Тело кварцевых монцонит-порфиров расположено в северо-восточной части рудного блока; его ширина составляет около 200 м, длина ~600 м. Эти породы имеют розовый и сероватый цвет; основные минералы — олигоклаз (30 мас. %), ортоклаз (30 мас. %), биотит (20 мас. %), кварц (10 мас. %), вторичные — мусковит (5 мас. %), апатит (3 мас. %) и др., им свойственны порфировидная структура и массивная текстура.

Оруденелые медно-порфировые тела рудного блока Силект-Харасу сложены гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритовыми порфиритами (см. рис. 2, в). Гранодиорит-порфиры внедрились в виде жилы в основные вулканиты D₂b¹; жила имеет СЗ простирание и СВ падение, длина составляет примерно 1000 м, а ширина — 50—200 м, это главный оруденелый массив. Тело кварцевых диоритовых порфиров имеет линзообразную форму, площадь обнажения гораздо меньше. Порода обладает порфировой структурой и массивной текстурой, вкрапленники в основном представлены олигоклазом и ортоклазом, которые имеют идиоморфную и гипидиоморфную таблитчатую форму. Размер вкрапленников составляет от 1.3 × 0.8 до 0.5 × 2.0 мм, а их содержание — 5—15 мас. %. Основная масса состоит из плагиоклаза, кварца и темноцветных минералов, плагиоклаз встречается в виде гипидиоморфных таблитчатых кристаллов, их содержание составляет 40—46 мас. %, кварц образует аллотриоморфные зерна (10—15 мас. %), среди темноцветных минералов преобладают роговая обманка, биотит, их содержание составляет 5—15 мас. %.

Таблица 1. Этапы и последовательность минерало- и рудообразования медно-порфирового месторождения Силект-Харасу

Минерал	Порфировый этап		Гидротермальный этап				Гипергенный этап
	Кварц-ортоклаз-пиритовая стадия	Кварц-ортоклаз-халькопиритовая	Биотит-ортоклазовая	Кварц-серицит-халькопиритовая	Кварц-пиритовая	Кварц-кальцитовая	
Ортоклаз	ВМ	ГМ	ГМ	—	—	—	—
Биотит	—	ГМ	ГМ	—	—	—	—
Серицит	—	ГМ	—	ГМ	—	—	—
Хлорит	—	ГМ	—	—	ГМ	ГМ	—
Эпидот	—	ГМ	Ак	—	ГМ	ГМ	—
Рутил	—	—	Ак	—	—	—	—
Кварц	ГМ	ГМ	—	ГМ	ГМ	ГМ	—
Кальцит	—	ВМ	—	ВМ	—	ГМ	—
Пирит	ГМ	ГМ	ВМ	ГМ	ГМ	ВМ	—
Халькопирит	ВМ	ГМ	ВМ	ГМ	ГМ	ВМ	—
Пирротин	—	—	—	Ак	—	—	—
Сфалерит	—	—	Ак	—	—	—	—
Магнетит	ВМ	—	Ак	ВМ	—	—	—
Борнит	—	—	—	ВМ	—	—	—
Молибденит	—	ГМ	Ак	Ак	—	ВМ	—
Лимонит	—	—	—	—	—	—	ГМ
Малахит	—	—	—	—	—	—	ГМ
Азурит	—	—	—	—	—	—	ГМ
Каолинит	—	—	—	—	—	—	ГМ

Примечание. ГМ — главные минералы, ВМ — второстепенные минералы, Ак — акцессории.

ЭТАПЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

На основе полевых наблюдений коренных обнажений и изучения керна, а также подробного анализа шлифов и аншлифов, позволившего установить равновесные минеральные ассоциации минералов и их последовательную смену, авторы считают, что медно-порфировое месторождение Силект-Харасу содержит полихронное оруденение (порфировое, гидротермальное и гипергенное) (табл. 1).

Первый этап рудообразования включает порфировое оруденение, имеющее площадное распространение в исследуемом районе, но содержание меди при этом невысокое. При калишпатизации кислого плагиоклаза в массивах порфиров текстура и структура первичной породы в основном сохраняются; при этом вместе с калишпатизацией в породах появляется прожилково-вкрапленное и равномерно рассеянное медное оруденение. На данном этапе оруденения образуются халькопирит, пирит и магнетит, а также кварц, серицит, калишпат, эпидот, хлорит и др. Появление магнетита говорит о высокой фугитивности обстановки формирования. Типы руд преимущественно представляют собой рассеянное и вкрапленное оруденение (рис. 3, *а*, *в*). Гидротермальный этап оруденения характеризуется развитием кварцево-сульфидной жильной минерализации, которая накладывается на гранодиорит-порфиры с калишпатизацией, проникает глубоко внутрь массивов порфиров с образованием рудного столба. Калишпатизация развивается по трещинам и зонам брекчирования, появившимся в результате тектонической активности, связана с окварцеванием и приводит к образованию более чистых агрегатов калишпата в виде нодулей, а также медной и молибденовой руды в виде жил и нодулей. Преобладает жильный тип руд (см. рис. 3, *б*, *г*).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРУДЕНЕЛЫХ ПОРФИРОВ

Геохимия оруденелых порфиров. В табл. 2 приведены анализы образцов оруденелых порфиров, отобранных на медно-порфировых месторождениях Силект-Харасу (обр. S1—S6 [Yang Wenping et al., 2005]) и Юйлекен-Харасу (обр. X1—X3). Содержание SiO_2 в этих породах изменяется в интервале 57.35—65.45 мас. %; TiO_2 — 0.35—0.50 мас. %; Al_2O_3 — 15.75—18.63 мас. %, в среднем — 16.93 мас. %; MgO — 1.21—1.72 мас. %; $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — 7.12—12.13 мас. %; индекс насыщенности глиноземом $\text{A/CNK} = 0.78$ —1.29; индекс Ритмана $\sigma = 2.26$ —10.25; породы характеризуются высокими содержаниями

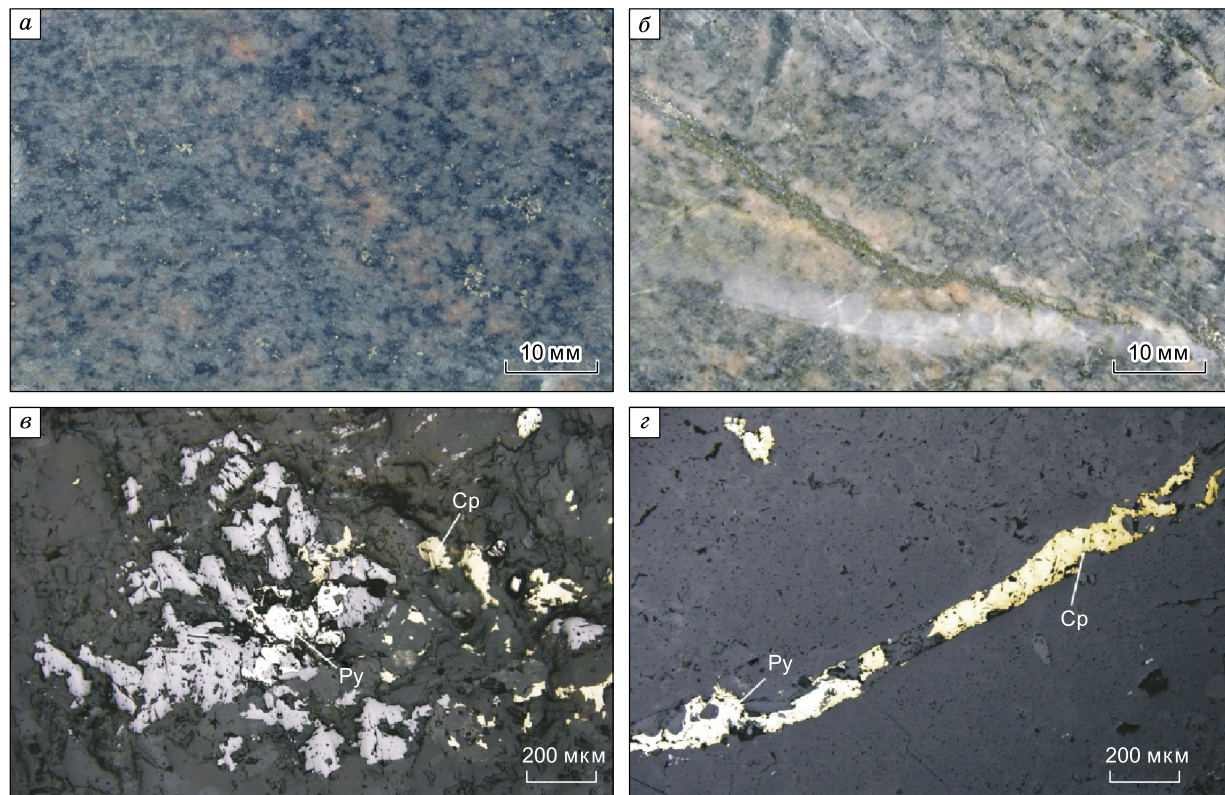


Рис. 3. Структура и текстура оруденелых порфиров с двухэтапной минерализацией.

а — вкрапленная минерализация в гранодиорит-порфире с сильной калишпатизацией; *б* — оруденелый порфир, секущийся пиритовым, халькопиритовым, кварцевым и другими прожилками; *в* — вкрапленная минерализация, $\times 40$, отраженный свет; *г* — халькопиритовые и пиритовые прожилки, $\times 40$, отраженный свет. Ср — халькопирит; Py — пирит.

SiO₂, K₂O и Na₂O, низкими CaO, TiO₂. На диаграмме SiO₂—(K₂O + Na₂O) все образцы подаются в поля гранодиорита, кварцевого монцонита и переходное поле от монцонита к сиениту (рис. 4). Значительные вариации химического состава порфиров, по-видимому, обусловлены широко проявленными процессами вторичного изменения пород под воздействием гидротермальных флюидов. Обогащение пород K₂O и Na₂O и обеднение CaO, вероятно, связано с наложенной калишпатизацией.

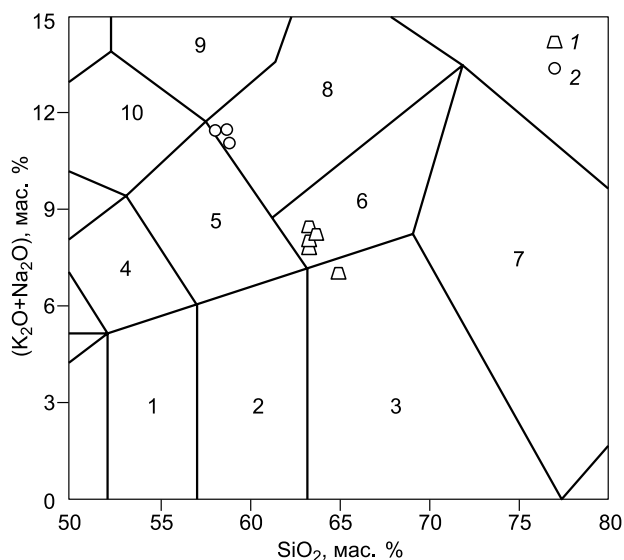
Общее содержание редкоземельных элементов (Σ REE) в оруденелых порфирах изменяется в интервале 32.87—91.46 (см. табл. 2); при этом гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты содержат больше REE, чем кварцевые сиенит-порфиры. Отношение LREE/HREE обычно > 1 (3.39—6.32), в среднем около 4.97; (La/Yb)_N составляет 2.90—7.28, в среднем около 4.74, что свидетельствует

Таблица 2. Содержание породообразующих (мас. %) и редких (г/т) элементов в оруденелых порфирах рудного района Харасу

Компонент	S1	S2	S3	S4	S5	X1	X2	X3
	Гранодиорит-порфир	Кварцевый диоритовый порфирит	Кварцевый сиенит-порфир					
SiO ₂	63.30	63.78	63.41	65.45	62.97	57.45	57.35	57.24
TiO ₂	0.50	0.46	0.46	0.35	0.46	0.42	0.49	0.46
Al ₂ O ₃	16.85	16.20	16.52	15.75	16.00	18.55	18.63	19.07
Fe ₂ O ₃	3.41	2.85	3.14	2.15	3.39	2.45	2.29	3.14
FeO	1.56	2.24	2.39	1.83	3.23	2.07	2.25	1.65
MnO	0.02	0.03	0.03	0.06	0.08	0.13	0.14	0.15
MgO	1.66	1.68	1.72	1.61	1.61	1.35	1.21	1.04
CaO	0.94	1.92	0.83	2.11	0.61	3.34	3.93	4.18
Na ₂ O	4.19	3.76	5.00	3.52	4.40	6.04	6.42	5.57
K ₂ O	4.58	4.48	4.04	3.60	3.77	6.08	5.71	5.99
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.09	0.17	0.21	0.07	0.08	0.08
П.п.п.	1.90	2.26	2.06	3.14	2.16	2.15	1.61	1.28
Сумма	99.15	99.87	99.69	99.74	98.89	100.10	100.10	99.85
Rb	154	150	112	64.5	134	102	98.7	108
Sr	381	329	447	416	378	743	778	779
Y	20.70	15.20	10.40	11.60	24.00	18.20	18.50	21.20
Zr	142	137	124	83.3	130	208	295	205
Nb	3.32	3.18	5.35	3.97	4.68	20.70	20.50	18.70
Ba	526	488	562	553	540	690	673	632
Hf	3.76	3.57	3.23	2.31	3.64	5.95	7.74	4.79
Ta	0.37	0.32	0.70	0.49	0.53	1.24	1.13	0.90
Th	3.24	2.63	1.37	2.03	3.24	4.12	6.00	6.26
U	0.93	0.54	0.49	0.45	0.64	1.14	1.94	1.77
La	10.30	10.40	5.55	7.74	10.30	21.20	20.10	19.80
Ce	20.40	20.50	11.20	15.20	20.00	34.10	33.80	32.40
Pr	2.71	2.68	1.41	2.05	2.91	4.11	4.02	4.02
Nd	11.10	11.20	5.65	8.05	12.20	15.20	15.50	15.20
Sm	2.61	2.67	1.41	1.95	3.35	3.25	3.34	3.35
Eu	1.02	0.86	0.60	0.66	1.16	1.11	1.13	1.22
Gd	3.03	2.64	1.52	1.97	3.62	3.28	3.23	3.53
Tb	0.54	0.43	0.28	0.35	0.65	0.53	0.54	0.64
Dy	3.34	2.62	1.87	2.07	4.21	3.21	3.22	3.71
Ho	0.76	0.55	0.39	0.41	0.83	0.67	0.67	0.76
Er	2.32	1.68	1.20	1.21	2.37	2.05	2.06	2.36
Tm	0.37	0.27	0.19	0.19	0.37	0.32	0.32	0.35
Yb	2.54	1.81	1.37	1.29	2.23	2.09	2.18	2.37
Lu	0.42	0.29	0.23	0.21	0.43	0.34	0.34	0.34
LREE/HREE	3.61	4.69	3.66	4.63	3.39	6.32	6.20	5.40
(La/Yb) _N	2.91	4.12	2.91	4.30	3.31	7.28	6.61	5.99
δEu	1.11	0.98	1.25	1.02	1.01	1.03	1.04	1.08

Рис. 4. Диаграмма SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ оруденелых порфиров [Middlemost, 1994].

1 — обр. S1—5, 2 — обр. X1—3. Поля: 1 — пироксеновый диорит, 2 — диорит, 3 — гранодиорит-порфир, 4 — монцодиорит, 5 — монзонит, 6 — кварцевый монзонит, 7 — гранит, 8 — сиенит, 9 — фельдшпатоидный сиенит, 10 — фельдшпатоид-монзонитовый сиенит.



о сильном фракционировании REE в оруденелых порфирах. Величина δEu оруденелых порфиров (0.98—1.25) в основном близка или немного больше 1, что говорит об отсутствии существенной фракционной кристаллизации плагиоклаза. Кривые распределения REE оруденелых порфиров практически идентичны: все они показывают небольшой отрицательный наклон в области LREE, что свидетельствует о небольшом обогащении легкими редкоземельными элементами, и практически горизонтальны в области HREE (рис. 5).

Мультиэлементные диаграммы (рис. 6) кварцевых сиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров также весьма похожи: они имеют W-образную форму спектров с общим отрицательным наклоном, что говорит об очевидном обогащении легкими литофильными элементами (Ba, Rb, Th, U, K) по сравнению с высокозарядными некогерентными элементами (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti). Отрицательные аномалии в отношении Nb, Ta, P и Ti, а также слабая положительная Sr аномалия указывают на островодужный характер магматического источника. Появление отрицательной Nb аномалии, может быть, связано с участием корового материала в процессе эволюции магматического расплава [Jahn et al., 1999]. Отношение Zr/Hf оруденелых порфиров изменяется в интервале 34.96—42.80, в среднем 37.78; Nb/Ta — 7.64—20.78, в среднем 12.39, что приближается к отношениям Zr/Hf и Nb/Ta (33—40 и 11 соответственно) для нормального гранита, формировавшегося в результате эволюции мантийного источника. Это говорит о том, что оруденелые порфиры рассматриваемых месторождений, вероятно, образовались в результате эволюции мантийной магмы [Green, 1995; Dostal, Chatterjee, 2000].

Sr-Nd изотопия. Результаты Sr-Nd изотопных исследований кварцевых сиенит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиритов в медном рудном районе Харасу приведены в табл. 3. Начальные отношения изотопов стронция (I_{Sr}) в этих породах весьма низкие и варьируют в небольшом диапазоне (0.703790—0.704218), приближаясь к значениям, принятым для примитивной мантии. Величина $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ кварцевых сиенит-порфиров изменяется в интервале 5.8—6.8, а кварцевых диоритовых порфиритов — от 7.2 до 8.4, т.е. они все близки к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB).

Изотопия серы. Данные изотопии серы для медно-порфировых месторождений рудного района Харасу приведены в табл. 4. Как видно, значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидных образцов варьируют в интервале от -6.5 до 1.8 ‰ (в среднем -2.6 ‰), в том числе для шести пиритовых образцов месторождения Юйлекен-

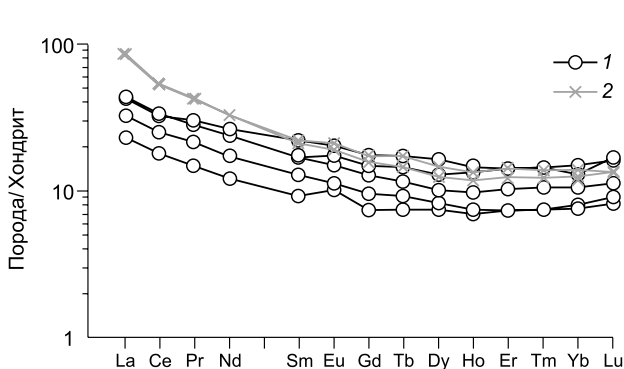


Рис. 5. Нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] спектры распределения редкоземельных элементов оруденелых порфиров.

1 — обр. S1—5, 2 — обр. X1—3.

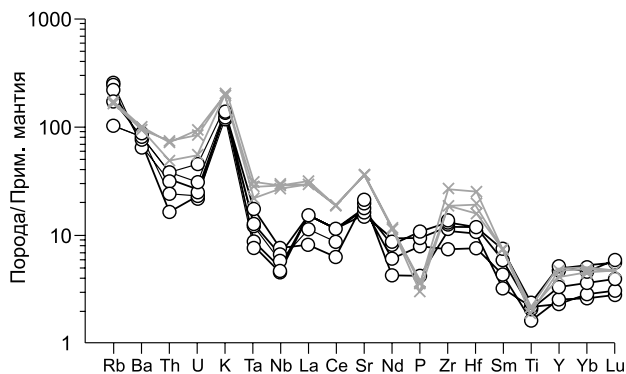


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы оруденелых порфиров.

Состав примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

Таблица 3. Результаты Sr-Nd изотопных исследований оруденелых порфиров рудного района Харасу

Показатель	X1	X2	X3	X4	S3*	S4*	S5*
	Кварцевый сиенит-порфир				Кварцевый диоритовый порфирит		
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.4636	0.504	0.4943	0.4156	0.75	0.509	0.981
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7066	0.7067	0.7069	0.7063	0.708	0.7068	0.709
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.704095	0.703966	0.704218	0.704045	0.703957	0.704082	0.703790
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1221	0.1426	0.1392	0.1216	0.1378	0.1306	0.1512
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5128	0.5128	0.5128	0.5128	0.5129	0.5128	0.513
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512445	0.512444	0.512453	0.512497	0.512582	0.512523	0.512586
$\varepsilon_{\text{Sr}}(T)$	0.6	-1.2	2.4	-0.1	-1.4	0.3	-3.8
$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	5.8	5.8	6	6.8	8.3	7.2	8.4
$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	-0.38	-0.28	-0.29	-0.38	-0.3	-0.34	-0.23
$T(2\text{DM})$	656	658	645	575	447	540	440
T , млн лет	381	381	381	381	375	375	375

Примечание. Образцы проанализированы в Институте геологии и геофизики АН Китая. Значения хондрита (CHUR): $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$ [Steiger, Jager, 1977; Lugmair, Marti, 1978]. Значения деплетированной мантии (DM): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ [Peucat et al., 1988]. $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}] - 1$.

* По [Yang Wenping et al., 2005].

Харасу они изменяются от -3.8 до 1.8 ‰ (в среднем -1.0 ‰), 20 халькопиритовых образцов месторождения Силект-Харасу — от -6.5 до -1.1 ‰ (в среднем -3.6 ‰), 18 пиритовых образцов месторождения Силект-Харасу — от -4.5 до 1.1 ‰ (в среднем -1.9 ‰). Изотопный состав серы рудного района Харасу имеет унимодальное распределение (рис. 7); пиковые значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов варьируют в небольшом диапазоне от -2 до -4 ‰. Это свидетельствует о глубинном магматогенном источнике серы, а незначительное количество более низких отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$ позволяет предполагать, что часть серы

была извлечена из вулканических отложений в более позднее время. Ассоциирующие пирит и халькопирит имеют $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{Cp}}$, что указывает на равновесный изотопный состав серы.

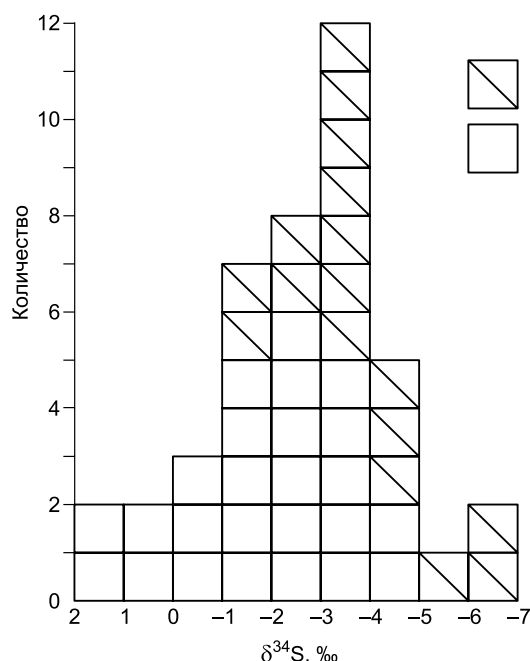


Рис. 7. Гистограмма изотопного состава серы медно-порфировых месторождений рудного района Харасу.

1 — халькопирит, 2 — пирит.

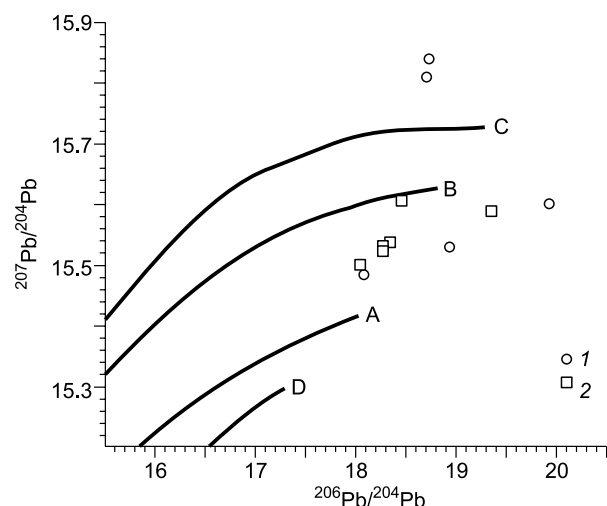


Рис. 8. Положение изотопных составов свинца пиритов пояса Карасенгер на плюмботектонической диаграмме [Zartman, Doe, 1981].

A — мантия, B — зоны орогенеза, C — верхняя кора, D — нижняя кора. 1 — вмещающие девонские вулканы, 2 — месторождения района Харасу.

Таблица 4. Изотопия серы медно-порфировых месторождений рудного района Харасу

№ п/п	№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	№ п/п	№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
1	ZK0602-1	Py	-3.8	23	ZK801-10	Cr	-4.2
2	ZK0602-2	»	-0.7	24	ZK801-12	»	-2.2
3	ZK0602-3	»	-3.1	25	ZK801-12	Py	-1.6
4	ZK0602-4	»	1.8	26	ZK801-13	Cr	-6.5
5	ZK0805-5	»	0.2	27	ZK801-14	Py	-4.5
6	ZK0805-6	»	-0.4	28	ZK801-15	Cr	-3.1
7	H-6	»	-0.1	29	ZK801-15	Py	-1.6
8	H-08	»	-1.2	30	ZK801-18	»	-2.5
9	802-20	»	-2.1	31	ZK801-21	Cr	-5.6
10	1001	»	-0.7	32	ZK801-23	»	-3.1
11	H-3	Cr	-1.6	33	ZK801-23	Py	-3.1
12	802-24	»	-1.1	34	ZK801-24	Cr	-2.2
13	803-17	»	-2.8	35	ZK801-26	»	-6.5
14	803C	Py	-1.3	36	ZK802-1	Py	-1.9
15	802	»	1.1	37	ZK802-2	Cr	-3.2
16	002	»	0.4	38	ZK802-2	Py	-2.2
17	803B	Cr	-2.9	39	ZK802-3	»	-3.8
18	ZK801-5	»	-2.5	40	ZK802-5	Cr	-4.9
19	ZK801-7	»	-4.7	41	ZK802-5	Py	-3.5
20	ZK801-8	»	-3.5	42	ZK802-6	»	-3.7
21	ZK801-8	Py	-2.5	43	ZK803-1	Cr	-3.5
22	ZK801-10	Cr	-4.1	44	ZK803-2	»	-3.2

Примечание. 1—6 — месторождение Юйлекен-Харасу, 7—44 — Силект-Харасу, анализы 18—44 взяты из работы [Yan Shenghao et al., 2006]. Py — пирит, Cr — халькопирит.

Таблица 5. Изотопный состав Pb пиритов из медно-порфировых месторождений пояса Карасенгер и вмещающих их девонских вулканитов

№ п/п	№ образца	Тип образца	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ
1	ZK801-12	Рассеянный пирит	18.273	0.001	15.524	0.001	37.990	0.002
2	ZK801-18	»	19.362	0.002	15.589	0.001	39.335	0.003
3	ZK801-24	»	18.332	0.001	15.540	0.001	39.298	0.002
4	ZK802-6	»	18.461	0.001	15.606	0.001	38.579	0.002
5	ZK801-23	Поздний жильный пирит	18.265	0.001	15.632	0.001	38.064	0.003
6	ZK802-5	»	18.052	0.001	15.501	0.001	37.813	0.002
7	BK221	Девонский кварцевый кератофир	19.931	—	15.602	—	40.281	—
8	BK102	Девонская кислая лава	18.084	—	15.483	—	37.701	—
9	BK107	Девонский кислый туф	18.934	—	15.528	—	38.745	—
10	МК-1	Девонский оливиновый базальт	18.711	—	15.809	—	38.940	—
11	МК-6	»	18.722	—	15.839	—	39.066	—

Примечание. 1—6 — данные по [Yan Shenghao et al., 2006]; 7—11 — данные по [Wang Shulai, 2005].

Изотопия Pb. Отношения изотопов Pb (табл. 5) в породах и минералах рудного района варьируют в больших пределах: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изменяется от 18.052 до 19.362, в среднем 18.624; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляет 15.501—15.606, в среднем 15.549; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 37.813—39.355, в среднем 38.350; отношение изотопов Pb в позднем жильном пирите рудного района несколько ниже, чем в рассеянном пирите из гранодиорит-порфира. На плумботектонической диаграмме (рис. 8) все исследуемые образцы попадают в область между линиями изотопных составов свинца зон орогенеза и мантии. Это свидетельствует о нали-

ции различных источников рудообразующих металлов при формировании медно-порфирового месторождения Харасу, т.е. свинец представлен смесью свинца земной коры и верхней мантии.

Отношение изотопов Pb во вмещающих девонских вулканических отложениях также меняется в широких пределах: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляет 18.0842—19.9307, в среднем 18.876; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4833$ —15.839, в среднем 15.652; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.7012$ —40.2813, в среднем 38.947 [Wang Shulai, 2005].

Сравнительный анализ показывает, что отношение изотопов Pb в рудном районе ниже, чем во вмещающих девонских вулканических отложениях, т.е. возможно частичным источником Pb для руд месторождения могли служить эти вулканы.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

U-Pb изотопный возраст. Для определения U-Pb изотопного возраста (SHRIMP) были отобраны неизмененные (без следов выветривания) образцы оруденелых гранодиорит-порфира и гранит-порфира из медно-порфирового месторождения Силект-Харасу. После отделения в тяжелых жидкостях и магнитной сепарации образцов, под бинокляром были выбраны зерна циркона с более хорошей огранкой и прозрачностью (рис. 9), а именно короткопризматический циркон из оруденелого гранодиорит-порфира и длиннопризматический циркон из гранит-порфира. Подготовленные зерна циркона и несколько зерен стандартного образца TEM были помещены в эпоксидную смолу для изучения методами катодоллюминесценции и на растровом электронном микроскопе, а также последующего U-Pb изотопного анализа (SHRIMP). Катодоллюминесцентный анализ был выполнен в лаборатории электронного зонда Пекинского университета, а U-Pb изотопный анализ зерен циркона — на установке SHRIMP-II в Пекинском геологическом институте Академии геологических наук Китая по методике, описанной в работах [Compston et al., 1984; Williams, 1992]. В качестве стандартов использовали образцы цирконов TEM (417 млн лет) и SL13 (572 млн лет, содержание U = 238 г/т). Для обработки данных применяли программы SQU ID1102 и ISOPLOT [Ludwig, 2000, 2001]. Поправку на обыкновенный свинец производили на основе практически измеренного изотопа ^{204}Pb . Погрешность изотопного отношения составляла 1σ, для всех образцов использован $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, степень достоверности достигала 95 %. Результаты U-Pb SHRIMP изотопного датирования цирконов из гранит-порфира и гранодиорит-порфира месторождения Силект-Харасу приведены в табл. 6.

Используемые для определения возраста желтоватые или бесцветные зерна циркона характеризуются хорошей прозрачностью, алмазным блеском, имеют короткопризматический и длиннопризматический габитус. Длина обычно составляет 100—205 мкм, ширина — 50—105 мкм. Катодоллюминесцентное изображение (см. рис. 9) показывает зонально-кольцевое строение зерен циркона, типичное для магматических цирконов. Исследователями [Belousova et al., 2002] показано, что цирконы разного генезиса различаются по содержанию Th, U и величине Th/U отношения: цирконам магматического генезиса свойственны более высокие содержания Th, U и более низкое Th/U отношение (обычно более 0.4). Th/U отношение в цирконах месторождения Силект-Харасу (см. табл. 6) составляет 0.33—1.24, что ха-

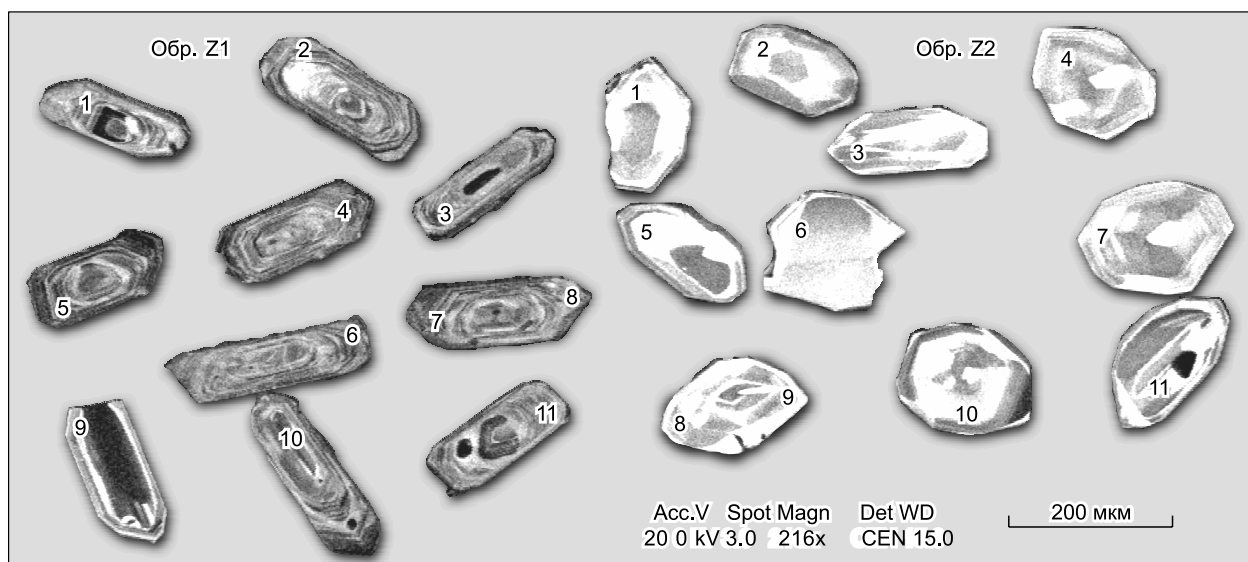


Рис. 9. Катодоллюминесцентное изображение цирконов из гранит-порфира (обр. Z1) и гранодиорит-порфира (обр. Z2) месторождения Силект-Харасу.

Таблица 6.

**U-Pb SHRIMP данные для цирконов из гранит-порфира
и гранодиорит-порфира месторождения Силект-Харасу**

Номер об- разца, точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/г	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ U	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%
		г/г										
Z1.1	3.12	393	214	0.56	12.5	227.7 ± 6.9	0.079	13	0.39	13	0.036	3.1
Z1.2	2.28	387	164	0.44	12.2	227.6 ± 7.2	0.077	10	0.381	11	0.0359	3.2
Z1.3	3.78	420	222	0.55	13.2	223.5 ± 6.8	0.0664	15	0.323	15	0.0353	3.1
Z1.4	1.89	450	194	0.44	13.9	223.1 ± 6.8	0.0641	14	0.311	14	0.0352	3.1
Z1.5	7.46	423	184	0.45	13.8	223.0 ± 7.1	0.054	21	0.263	21	0.0352	3.2
Z1.6	2.52	635	254	0.41	19.1	217.0 ± 6.4	0.0542	11	0.256	12	0.0342	3
Z1.7	6.75	222	82	0.38	6.97	216.6 ± 7.6	0.073	20	0.346	21	0.0342	3.6
Z1.8	1.74	378	153	0.42	11.2	215.4 ± 6.8	0.0542	10	0.254	11	0.034	3.2
Z1.9	5.39	285	106	0.38	8.68	213.2 ± 6.9	0.04	27	0.186	27	0.0336	3.3
Z1.10	4.8	417	216	0.54	12.6	212.7 ± 6.8	0.0571	17	0.264	17	0.0335	3.2
Z1.11	1.91	403	162	0.42	11.1	199.1 ± 7.1	0.0438	14	0.19	14	0.0314	3.6
Z2.1	0.39	814	260	0.33	110	940 ± 25	0.08	1.9	1.73	3.4	0.1569	2.8
Z2.2	2.68	96	57	0.61	5.26	387 ± 13	0.0908	9	0.774	9.7	0.0618	3.4
Z2.3	4.44	107	42	0.41	5.84	381 ± 13	0.078	16	0.65	16	0.0608	3.6
Z2.4	7.88	87	36	0.43	4.91	379 ± 14	0.087	26	0.73	26	0.0606	3.9
Z2.5	5.58	76	26	0.36	4.13	374 ± 20	0.048	33	0.39	34	0.0597	5.4
Z2.6	2.66	91	40	0.45	4.81	374 ± 13	0.059	13	0.486	13	0.0597	3.5
Z2.7	1.17	506	608	1.24	26.2	374 ± 11	0.0558	5.3	0.459	6.1	0.0597	2.9
Z2.8	7.9	80	30	0.39	4.42	372 ± 15	0.05	36	0.41	36	0.0593	4
Z2.9	10.27	66	21	0.33	3.76	371 ± 16	0.054	44	0.44	44	0.0593	4.5
Z2.10	12.69	87	49	0.58	5.04	370 ± 16	0.035	74	0.28	74	0.0591	4.5
Z2.11	6.18	131	55	0.44	7.08	370 ± 13	0.07	23	0.57	23	0.059	3.5

Примечание. U-Pb SHRIMP анализы выполнены в Пекинском центре ионных исследований Геологического института АН Китая. ²⁰⁶Pb_c — обыкновенный свинец, ²⁰⁶Pb* — радиогенный свинец.

Таблица 7.

**Re-Os изотопные данные для образцов молибденита
из медно-порфирового месторождения Силект-Харасу**

№ образца	Вес, г	Re, нг/г	2σ	Os, нг/г	2σ	¹⁸⁷ Re, нг/г	2σ	¹⁸⁷ Os, нг/г	2σ	Модельный возраст, млн лет	2σ
1000	0.00105	585140	4477	0.0019	0.5314	367796	2814	2318	18	377.1	4.4
1001	0.00119	817944	7852	0.0016	0.4503	514127	4935	3239	23	377.0	4.8
803-5	0.00150	555038	5569	0.0008	0.2185	348875	3500	2191	17	375.8	5.0
803	0.00797	62483	498	0.0001	0.0148	39274	313	246.2	2.1	375.1	4.7
003-4	0.00102	550558	4477	0.0010	0.3700	346058	2814	2174	16	375.9	4.5
803-10	0.00228	901319	8189	0.0313	1.2500	566533	5147	3575	32	377.6	5.1

Примечание. Модельный возраст = $1/\lambda [\ln(1 + ^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re})]$, $\lambda(^{187}\text{Re}) = 1.666 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ [Smoliar et al., 1996].

рактерно для магматических цирконов и согласуется с особенностями их морфологии. Проведено 22 анализа зерен циркона, результаты определений показаны на рис. 10. Все анализы подразделяются на две возрастные группы: средневзвешенный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст короткопризматического циркона составляет в среднем 375.2 ± 8.7 млн лет, СКВО = 0.17; а длиннопризматического циркона — 217.9 ± 4.2 млн лет, СКВО = 1.4 (см. рис. 10). В сочетании с геологическими особенностями месторождения дата 375.2 ± 8.7 млн лет может рассматриваться как возраст кристаллизации циркона, т.е. внедрение расплава гранодиорит-порфира произошло в конце среднего девона, а 217.9 ± 4.2 млн лет отвечает образованию гранит-порфира в среднем триасе.

Re-Os геохронология. Для получения Re-Os изотопного возраста было отобрано шесть образцов молибденита в разных частях кернов скважин ZK803 и ZK003 на месторождении Силект-Харасу. Все породы представляют собой гранодиорит-порфиры с вкрапленным или прожилково-вкрапленным ору-

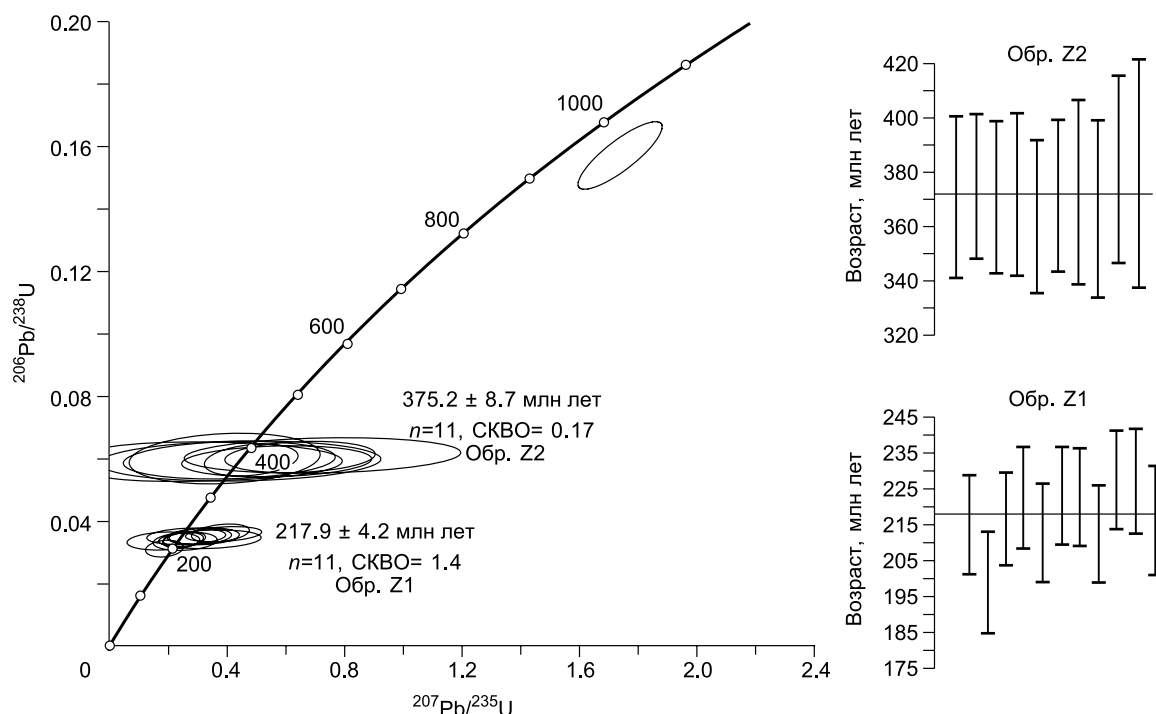
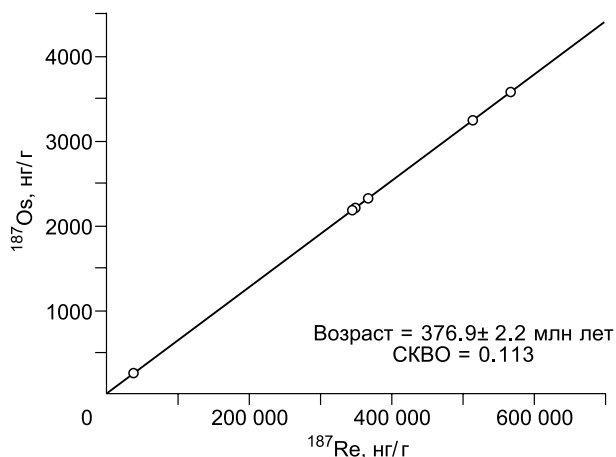


Рис. 10. U-Pb изотопный (SHRIMP) возраст цирконов гранит-порфира (обр. Z1) и гранодиорит-порфира (обр. Z2) месторождения Силект-Харасу.

денением. Молибденит инкрустирован в гранодиорит-порфире в виде агрегата чешуй, редко встречается в виде прожилков, иногда ассоциирует с пиритом и халькопиритом. Химическое разделение Re-Os изотопов в образцах молибденита и плазменная масс-спектрометрия (ICP-MS) были выполнены в Re-Os изотопной лаборатории Национального исследовательского центра экспериментальной геологии. Метод анализа подробно описан в работах [Shirey, Walker, 1995; Andao Du et al., 2004]. Для определения изотопных отношений применяли установку ICP-MS X-серии TJA, произведенную компанией TJA США. Для определения Re выбраны массовые числа 185 и 187, а для мониторинга Os — 190. Для установления Os выбраны массовые числа 186, 187, 188, 189, 190 и 192, а для мониторинга Re — 185. Наконец, полученные Re-Os изотопные аналитические данные были обработаны путем программного обеспечения Isoplot [Ludwig, 2001] для построения изохронной схемы и определения возраста изохронной линии. Для вычислений использована постоянная распада $\lambda (^{187}\text{Re}) = 1.666 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

Аналитические данные Re-Os изотопов и их характерные отношения для шести образцов молибденита медно-порфирового месторождения Силект-Харасу приведены в табл. 7. Их модельный Re-Os изотопный возраст варьирует в интервале $(375.1 \pm 4.7) - (377.6 \pm 5.1)$ млн лет, средневзвешенный Re-Os изохронный возраст составляет 376.9 ± 2.2 млн лет ($\text{СКВО} = 0.113$).



Re-Os изотопная система является высокочувствительным индикатором условий формирования сульфидного месторождения и степени участия корового материала в процессе рудообразования. Чем больше примеси корового материала при рудообразовании, тем выше содержание образованного радиогенного ^{187}Os , соответственно, и больше начальное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. На диаграмме ^{187}Os — ^{187}Re (рис. 11) точки всех шести образцов молибденита расположены на одной прямой линии, коэффициент корреляции более 0.995. Изохронный

Рис. 11. Re-Os изохрона молибденита медно-порфирового месторождения Силект-Харасу.

возраст, соответствующий данной прямой линии, составляет 376.9 ± 2.2 млн лет, СКВО = 0.113, начальное отношение изохроны ^{187}Os почти равно нулю. Это говорит о том, что примеси корового материала в процессе рудообразования было ничтожно мало, а весь рудообразующий материал в основном имеет глубинное происхождение. Re-Os изотопный возраст молибденита (376.9 ± 2.2 млн лет) следует рассматривать как наиболее точный возраст рудообразования медно-порфирового месторождения Силект-Харасу, т.е. эпоха рудообразования данного месторождения отвечает концу среднего девона.

ПРОЦЕСС РУДООБРАЗОВАНИЯ

Для Карасенгерского медно-порфирового пояса установлены два этапа тектономагматических (+гидротермальных) процессов: средний девон и средний—поздний триас (табл. 8). Ранее были получены возрастные датировки для оруденелых гранодиорит-порфиров рудного района: Rb-Sr изохрона 332.8 ± 8.5 млн лет [Yang Wenping et al., 2005] и U-Pb SHRIMP изотопный возраст 381 млн лет [Zhang Zhaochong et al., 2005]. Авторы данной статьи получили две группы возрастных данных — 375.2 ± 8.7 (гранодиорит-порфир) и 217.9 ± 4.2 млн лет (гранит-порфир) — U-Pb изотопным SHRIMP методом по цирконам.

Эти две группы, очевидно, отражают события двух этапов петрогенезиса и рудогенеза, а именно герцинского (~375 млн лет) и индосинийского (~218 млн лет) этапов. Возраст 375.2 ± 8.7 млн лет отвечает времени образования оруденелых порфиров и соответствует возрастным данным, полученным в работе [Zhang Zhaochong et al., 2005], но отличается от Rb-Sr изохронной даты 332.8 ± 8.5 млн лет, определенной в статье [Yang Wenping et al., 2005]. Авторы данной работы предполагают, что при воздействии гидротермального флюида Rb-Sr изотопная система оруденелых порфиров была открыта, и в нее привносился внешний радиогенный Sr.

Возраст 217.9 ± 4.2 млн лет довольно близко совпадает с Ar-Ar изотопной датой (230 ± 5 млн лет), полученной Янь Шэнхао с соавторами [Yan Shenghao et al., 2006] для поздней калишпат-кварцевой жилы данного рудного района. Возраст 230 ± 5 млн лет, очевидно, отвечает тектонотермальному событию, в результате которого миграция флюида в герцинском интрузиве привела к вторичному наложенному рудообразованию. Анализ полевых и скважинных материалов показывает, что в изучаемом районе первый «порфировый» период рудообразования характеризовался развитием в гранодиорит-порфирах равномерно вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения и калишпатизацией кислого плагиоклаза; при этом сохранялись структура и текстура первичной породы, а содержание меди было невысокое. В более позднее время на оруденелые порфиры были наложены гидротермальные флюиды, что проявилось в окварцевании по трещинам в зоне брекчирования и формировании нодулевого и жиллообразного оруденения, что привело к заметному увеличению содержания меди. Этот этап рудообразования, связанный с более поздними наложенными флюидами, являлся важным условием для формирования рудных столбов в рассматриваемом районе.

Рудообразование на медно-порфировом месторождении Силект-Харасу. В конце среднего девона под влиянием субдукции Джунгарской океанической плиты под континентальный блок Алтая идут интенсивные процессы теплоэнергетического и вещественного корово-мантийного взаимодействия; при этом формируются гипабиссальные среднекислые порфиры, имеющие смешанный корово-мантийный источник. Отделившиеся на конечном этапе эволюции гранитного расплава магматические флюиды и гидротермальные растворы вызывают автометаморфизм изверженных пород в пределах массива и метасоматизируют вмещающие базальты с образованием измененной зоны калишпатизации, а затем приводят к возникновению метасоматической зональности и развитию тотального прожилково-вкрапленного медного оруденения во всем объеме пород массива. С конца герцинского периода до начала

Таблица 8. Геохронологические данные для двух этапов петрогенезиса и рудообразования на медно-порфировых месторождениях Карасенгерского металлогенического пояса, Синьцзян, КНР

Месторождение	Объект определения	Минерал / метод датирования	Возраст, млн лет	Литературный источник
Средний—поздний триас				
Силект-Харасу	Гранит-порфир	Циркон / U-Pb	217.9 ± 4.2	[Данная работа]
»	Калишпатовая измененная порода	Калишпат / Ar-Ar	230.8 ± 1.9	[Yan Shenghao et al., 2006]
Средний девон				
Силект-Харасу	Гранодиорит-порфир	Циркон / U-Pb	375.2 ± 8.7	[Данная работа]
»	Медно-молибденовая руда	Молибденит / Re-Os	376.9 ± 2.2	»
Юйлекен-Харасу	Кварцевый сиенит-порфир	Циркон / U-Pb	381.6 ± 2.5	[Zhao Zhanfeng et al., 2009]

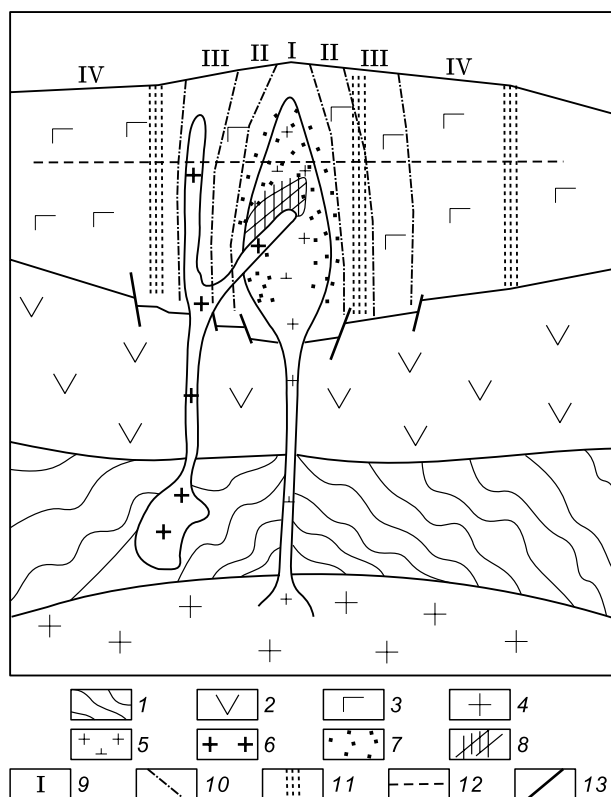


Рис. 12. Модель рудообразования медно-порфирового месторождения Силект-Харасу.

1 — докембрийский фундамент; 2 — раннепалеозойские вулканы; 3 — среднедевонские базальты свиты Северный Ташань; 4 — мантийный магматический источник; 5 — герцинские гранодиорит-порфиры; 6 — индосинийские гранит-порфиры; 7 — герцинское прожилково-вкрапленное порфировое оруденение; 8 — индосинийское наложенное гидротермальное оруденение; 9 — зоны изменения и их номера: I — зона калишпатизации; II — зона сильной биотитизации; III — зона слабой биотитизации; IV — зона пропилитизации; 10 — граница зон изменения; 11 — зоны вязких сдвигов и деформаций, связанные с Иртышским глубинным разломом; 12 — поверхность денудации современной коры выветривания; 13 — разломы.

индосинийского под воздействием Иртышской сдвиговой зоны вмещающие вулканы (базальты и их туфы) и оруденелые порфиры Силект-Харасу подвергаются вязким и хрупкопластическим деформациям; при этом формируется чередование зон северо-западного простирания со слабыми и сильными деформациями. В индосинийский период в условиях растяжения—релаксации после орогенеза происходит внедрение еще одного гипабиссального магматического тела, магматические флюиды и гидротермальные растворы, смещаясь

по хрупким тектоническим трещинам, накладываются на оруденелые порфиры, что приводит к активизации и перераспределению Cu, Mo, Au и других рудообразующих металлов в рудном теле порфиров. Элементы из вмещающих вулканитов также экстрагируются в жидкую фазу в результате взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами. Добавление атмосферной воды приводит к уменьшению температуры рудообразующей жидкости и падению солёности, тем самым способствуя осаждению рудных минералов с формированием рудных столбов, жил или трещинного заполнения (рис. 12).

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Медно-порфировые (молибденово-золоторудные) месторождения района Харасу образовались в обстановке позднепалеозойской островной дуги на южной окраине Алтая. Медно-рудные тела строго приурочены к породам порфировой текстуры, слагающим интрузивные массивы гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиритов, им свойственно двухэтапное оруденение (магматическое и гидротермальное). Петрогеохимические и изотопные характеристики пород указывают на то, что оруденелые порфиры имели верхнемантийный источник, а процесс их формирования, вероятно, происходил с участием вещества земной коры.

2. Изотопный состав серы (унимодальное распределение $\delta^{34}\text{S}$ с пиковыми значениями от -2 до -4 ‰) свидетельствует о ее глубинном магматогенном источнике. Незначительное количество более низких отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$ позволяет предполагать, что часть серы была извлечена из вулканических отложений в более позднее время. Изотопные характеристики Pb свидетельствуют о том, что свинец имел смешанный корово-верхнемантийный источник.

3. Установлены два этапа рудообразования на медно-порфировых месторождениях района Харасу: герцинский (375.2 ± 8.7 млн лет) и индосинийский (217.9 ± 4.2 млн лет). Рудообразование в герцинский период привело к формированию вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения в порфировых породах гипабиссальных интрузивов; в индосинийский период в результате нового проявления магматогенно-гидротермальной деятельности имело место наложенное рудообразование и был образован медно-рудный столб данного месторождения. Таким образом, предполагается, что медно-порфировое полихронное месторождение Силект-Харасу было образовано за счет наложения на герцинское порфировое оруденение индосинийской гидротермальной минерализации.

Авторы выражают искреннюю признательность профессорам Чжоу Ган, Чжао Чжаньфэн, Дуань Шиган из Чанъаньского университета за руководство и помощь в процессе подготовки статьи и во время полевых исследований, а также за выполнение различных видов анализов.

Работа поддержана Китайской национальной программой фундаментальных исследований (2009CB421005), проектом геологического обследования Китая (1212011121092) и специальным проектом основных исследований центральных вузов и Чанъаньского университета (№ CHD2010JC128).

ЛИТЕРАТУРА

Andao Du, Shuqi Wu, Dezhong Sun, Shuxian Wang, Wenjun Qu, Markey H., Morgan J., Malinovsky D. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: molybdenite HLP and JDC // *Geostand. and Geoanal. Res.*, 2004, v. 28, № 1, p. 41—52.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 602—622.

Compston W., Williams I.S., Meyer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 525—534.

Dostal J., Chatterjee A.K. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton Nova Scotia, Canada // *Chem. Geol.*, 2000, v. 163, p. 207—218.

Green T.H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 347—359.

Hou Zeng-qian. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: Some new insights and advances // *Earth Sci. Frontiers*, 2004, v. 11, № 1, p. 131—144.

Jahn B.M., Wu F.Y., Lo C.H. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China // *Chem. Geol.*, 1999, v. 157, № 1—2, p. 119—146.

Ludwig K.R. SQUID 1. 00. A user's manual. Berkeley Geochronology Centre. Spec. Publ., 2000, № 2, 17 p.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex. A user's manual. Berkeley Geochronology Centre. Spec. Publ., 2001, № 1a, 56 p.

Lugmair G.W., Marti K. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 39, p. 349—357.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.*, 1994, v. 37, p. 215—224.

Peucat J.J., Jégouzo P., Vidal Ph., Bernard-Griffiths J. Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of Western France // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 88, p. 60—68.

Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Econ. Geol.*, 2003, v. 98, p. 1515—1533.

Shirey S.B., Walker R.J. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis // *Anal. Chem.*, 1995, v. 67, p. 2136—2141.

Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA and VIB iron meteorites // *Science*, 1996, v. 271, p. 1099—1102.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, № 3, p. 359—362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 1989, v. 42, p. 313—345.

Wang Shulai. Iron-polymetallic mineralization of the Maizi volcano-sedimentary basin and Loca Ting prediction of orebody, Xinjiang, China. Central South University, Ph.D. Thesis, 2005, p. 1—160.

Williams I.S. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic rocks // *Trans. R. Soc. Edinburgh-Earth Sci.*, 1992, v. 83, p. 447—458.

Yan Shenghao, Teng Rongli, Zhang Zhaochong, Chen Bailin, Chen Wen, Zhou Gang, He Lixin. New understanding on origin of Kalaxiangeer copper deposit on southern margin of Altay Mountain, Xinjiang: Constraints from S-Pb-H-O isotope geochemistry and ^{40}Ar - ^{39}Ar age of Halasu copper deposit // *Miner. Deposita*, 2006, v. 25, № 3, p. 292—299.

Yang Wenping, Zhang Zhaochong, Zhou Gang, Yan Shenghao, He Lixin, Chen Bailin. Discovery of the Xileketehalsu porphyry copper deposit on the southern margin of the Altay copper metallogenic belt // *Geol. China*, 2005, v. 32, № 1, p. 110—113.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics — the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, p. 135—162.

Zhao Zhanfeng, Xue Chunji, Zhang Liwu, Wen Changshun, Zhou Gang, Liu Guoren. U-Pb dating of zircons from acid intrusions in Yulekenhalasu copper deposit of Qinghe, Xinjiang, and its geological significance // *Miner. Deposita*, 2009, v. 28, № 4, p. 425—433.

Zhang Zhaochong, Yan Shenghao, Chen Bailin, Zhou Gang, He Yongkang, Chai Fengmei, He Lixin. Middle Devonian picrites of south margin of Altay orogenic belt and implications for tectonic setting and petrogenesis // *Earth Sci.*, 2005, v. 30, № 3, p. 289—297.

Рекомендована к печати 26 ноября 2013 г.

А.С. Борисенко

Поступила в редакцию

5 ноября 2013 г.