

**ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ КОБАЛЬТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ С МАГМАТИЗМОМ**
И.Г. Третьякова, А.С. Борисенко, В.И. Лебедев*, Г.Г. Павлова, В.А. Говердовский, А.В. Травин**

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

**Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия*

***Горно-рудная компания «Металлы Алтая», 649000, Горно-Алтайск, просп. Коммунистический, 99, Россия*

На основе изотопно-геохимических, геохимических, изотопно-геохронологических исследований рассмотрены пространственно-временные и генетические связи гидротермального кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области с базитовым, щелочно-базитовым и гранитоидным магматизмом. Для этого региона обосновано выделение четырех этапов проявления кобальтового оруденения: раннедевонский (D_1), позднедевонско-раннекарбонный (D_3-C_1), пермотриасовый (P_2-T) и раннемеловой (K_1), которые отвечают соответствующим возрастным рубежам масштабного развития базитового магматизма. На основе изотопно-геохимических (Pb, Sr и He) и геохимических исследований показана генетическая связь кобальтового оруденения с проявлениями базитового и гранитоидного магматизма, доказано участие мантийных флюидов в их формировании и их связь с мантийными очагами базитовых и щелочно-базитовых расплавов, установлена полигенность источников рудного вещества, имеющего как магматическое происхождение, так и заимствованное из вмещающих пород. Обоснован стадийно-фациальный характер эндогенной зональности кобальтовых месторождений, кобальтоносных рудных узлов и зон с высокотемпературным Co-As и низкотемпературным Ni-Co-As оруденением. Впервые установлены повышенные содержания Pt и Pd в рудах гидротермальных Co-месторождений.

Кобальтовые месторождения, возраст оруденения, базитовый магматизм, гранитоиды, Алтае-Саянская складчатая область.

**COBALT MINERALIZATION IN THE ALTAI—SAYAN OROGEN:
AGE AND CORRELATION WITH MAGMATISM**

I.G. Tretiakova, A.S. Borisenko, V.I. Lebedev, G.G. Pavlova, V.A. Goverdovskii, and A.V. Travin

The paper discusses the spatiotemporal and genetic relationships of hydrothermal Co mineralization in the Altai–Sayan orogen with mafic, alkaline mafic, and granitoid magmatism on the basis of isotopic, geochemical, and geochronological investigations. Four stages of Co mineralization have been distinguished for this region: Early Devonian (D_1), Late Devonian–Early Carboniferous (D_3-C_1), Permo-Triassic (P_2-T), and Early Cretaceous (K_1). They correspond to periods of large-scale mafic magmatism. Isotopic (Pb, Sr, He) and geochemical studies have shown that Co mineralization is genetically related to mafic and granitoid magmatism. Also, these studies have confirmed that Co deposits formed with the participation of mantle fluids and are related to chambers of mafic and alkaline mafic melts. Besides, it has been found that ore originated both from magmatic sources and host rocks. A pulsed facies endogenic zonation has been established for Co deposits, Co-bearing ore clusters, and zones with high-temperature Co–As and low-temperature Ni–Co–As mineralization. It has been first established that ores at hydrothermal Co deposits are rich in Pt and Pd.

Cobalt deposits, mineralization age, mafic magmatism, granitoids, Altai–Sayan orogen

ВВЕДЕНИЕ

Кобальтовые месторождения являются одним из характерных типов гидротермального кобальтового оруденения, проявленного в ареалах крупных магматических провинций (LIP), связанных с мантийными плюмами [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010]. Тесную пространственную и временную связь такого оруденения с базитовым магматизмом отмечали многие исследователи для разных кобальтоносных провинций мира [Крутов, 1959, 1970; Лебедев, 1971, 1998; Борисенко и др., 1984; Franklin et al., 1986]. Однако отсутствие надежных изотопно-геохронологических, изотопных и геохимических данных не позволило в то время корректно обосновать генетические соотношения Co-оруденения с базитовым и гранитоидным магматизмом.

Кобальтовые месторождения представляют собой гетерогенную группу объектов, среди которых принято выделять три главных формационных типа гидротермальной кобальтовой минерализации: Ni-Co-арсенидная (Ni-Co-As), Co-сульфоарсенидная (Co-As) и Cu-Co-сульфоарсенидная—сульфосольная (Cu-Co-As), существенно отличающихся по минералого-геохимическим особенностям руд и условиям их формирования. Наиболее высокотемпературные из них, кобальтовые сульфоарсенидные месторождения представлены зонами или жилами с сульфидно-сульфоарсенидной минерализацией с кобальтином, глаукодом, Co-Ni-арсенопиритом, пирротином, пиритом, халькопиритом (главные), а также леллингитом, борнитом, галенитом, сфалеритом и другими сульфидами. Руды, как правило, содержат Au, W (шеелит), Bi. Их геохимический профиль определяется промышленными содержаниями Co, Ni, Cu, Au и иногда W, Bi и Ag. Некоторые из этих месторождений относятся к Au-Co типу (Акджилга в Восточном Алтае, Блекбирд в США, Никель-Плейт в Канаде, Каракульское на Алтае и др.). Как правило, эти месторождения локализируются в экзоконтактных зонах габбро-гранитных, габбро-сиенитовых или гранитоидных интрузий среди роговиков и скарнов, что позволило ранее выделять их как тип кобальтоносных скарнов.

Ni-Co-As рудная формация включает группу низкотемпературных месторождений, представленных жилами с арсенидами и сульфоарсенидами Ni, Co и Fe (главные), минералами Bi, Ag, U, самородным серебром (второстепенные), а также более редкими сульфидами и сульфосолями Cu, Pb, Ag, Zn, Ni, Co, Fe. В этом типе кобальтовых месторождений принято выделять две субформации: собственно Ni-Co-As (Бу-Аззер, Аргбар, Тамдрост в Марокко, Хову-Аксы в Туве и др.) и Ni-Co-Bi-Ag-U (пятиэлементную) (Эко-Бей, Эльдорадо в Канаде, м-ния Рудных гор, Актепе в Киргизии), которые существенно отличаются по содержанию Ag, U и Bi. При этом в рудах Ni-Co-Bi-Ag-U месторождений главными компонентами, определяющими промышленную их значимость, являются Ag или Ag и U, а второстепенными — Ni и Co. Руды Ni-Co-As месторождений отличаются невысокими содержаниями Ag и U, а главными компонентами являются Ni и Co.

Менее распространенный тип — Cu-Co-As месторождения (Тува, Хакасия, Монголия, Китай), представленные жилами и минерализованными зонами дробления с теннантитом и другими мышьяковыми сульфосолями Cu и Pb, сульфоарсенидами Ni, Co и Fe (герсдорфит, глаукодом, кобальтин), сульфидами Cu, Fe, Ni, Co. Последние два формационных типа кобальтовых месторождений являются низкотемпературными образованиями (<250—270 °C) [Борисенко и др., 1984].

Кроме вышеописанных трех промышленных типов кобальтового оруденения выделяют еще целый ряд кобальтсодержащих типов гидротермальных месторождений, в рудах которых Ni и Co присутствуют в качестве второстепенных компонентов: медно-колчеданные, полиметаллические, скарново-магнетитовые, Au-Cu-скарновые и др. Важными попутными компонентами Ni и Co являются в рудах осадочных медных месторождений (медистые песчаники и сланцы Силезии, Зимбабве, Конго и др.).

Выделенные типы кобальтового оруденения в конкретных рудных районах могут быть проявлены самостоятельно, обособленно от других типов кобальтовой минерализации, что особенно характерно для Ni-Co-As месторождений (Кобальт-Гоуганда, Эко-Бей, Эльдорадо в Канаде, Конгсберг в Норвегии, Актепе на Тянь-Шане и др.), так и пространственно совмещены в контурах конкретных рудных узлов и районов. Последнее весьма характерно для кобальтоносных рудных узлов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) (Хову-Аксынский, Юстыдский, Абаканский и многие другие). Для таких рудных узлов свойственна сходная единоподобная последовательность формирования разных типов кобальтового оруденения, выражающаяся следующим рядом: Co-сульфоарсенидное оруденение в роговиках и скарнах → Ni-Co-As в карбонатных жилах → Cu-Co-As сульфосольно-сульфоарсенидное → Cu-Pb-Zn кобальтсодержащее. В наиболее крупных рудных узлах (Хову-Аксынский, Юстыдский) проявлены все типы кобальтового оруденения, в более мелких развиты, как правило, один или два типа. Алтае-Саянская кобальтоносная провинция наряду с Канадской, Центрально-Европейской и Антиатласской является одним из крупнейших регионов развития разнотипного и разновозрастного гидротермального кобальтового оруденения (рис. 1), на примере которого на основе современных изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических методов стало возможным изучить последовательность развития процессов магматизма и рудообразования главных рудных узлов с кобальтовым оруденением и выяснить его генетические связи с разными магматическими комплексами.

ВОЗРАСТ КОБАЛЬТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АССО

Кобальтовое оруденение Алтае-Саянской складчатой области локализовано главным образом в трех основных рудных районах: Тувинском по обрамлению одноименного герцинского прогиба; Хакасском по периферии Минусинской среднепалеозойской впадины и Южно-Алтайском, где оно приурочено к Делюно-Юстыдскому прогибу (D_2-C_1) и структурам его обрамления (см. рис. 1).

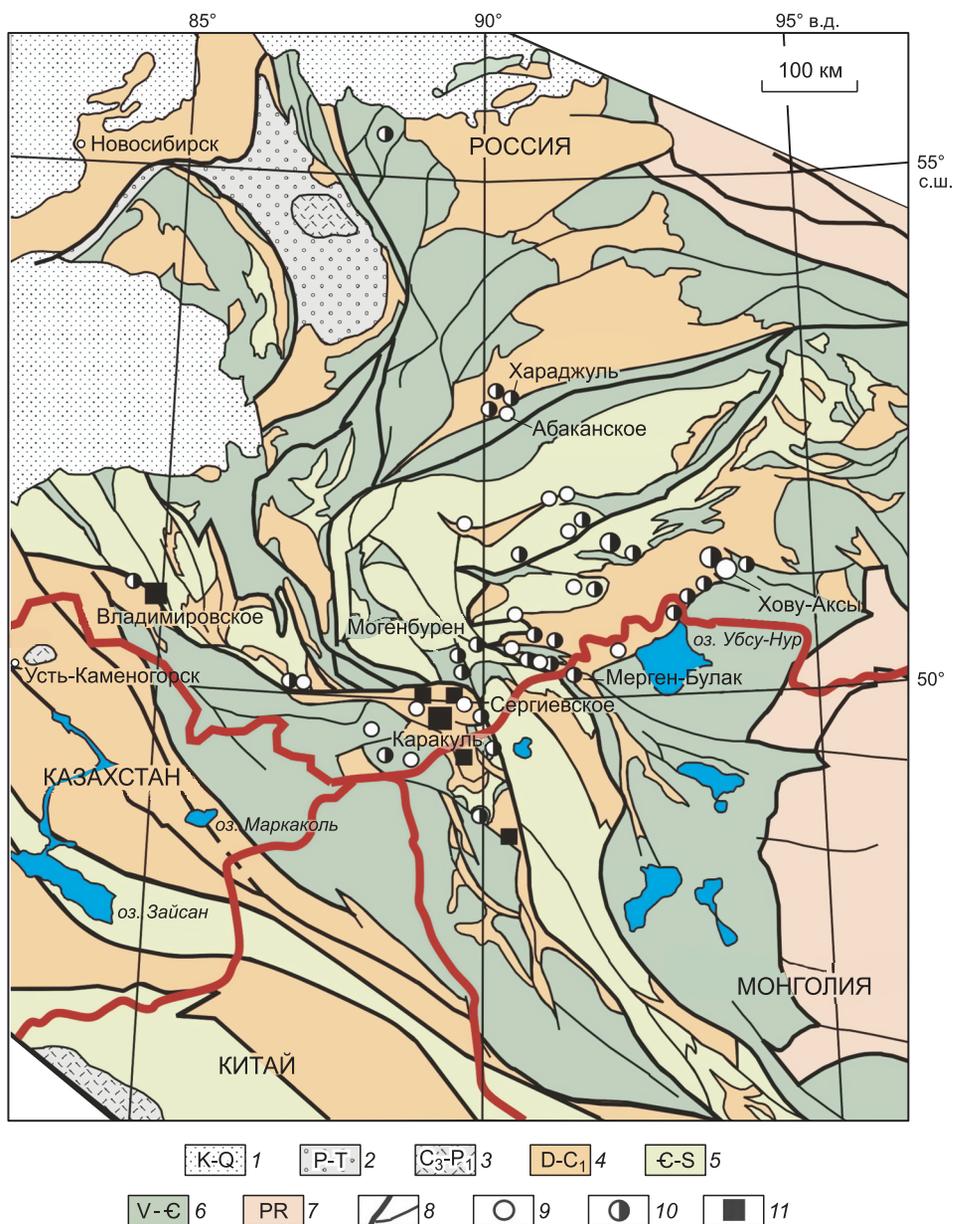


Рис. 1. Схема размещения кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области.

1 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 2 — верхнепалеозойско-триасовая континентальная моласса Кузнецкого прогиба (*pull-apart basin*); 3 — верхнепалеозойские вулканические породы; 4 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные комплексы; 5 — верхнекембрийско-ордовикско-силурийские морские отложения; 6 — венд-кембрийские отложения; 7 — архейско-протерозойские метаморфические толщи; 8 — тектонические нарушения и геологические границы; 9—11 — месторождения и рудопроявления: 9 — Ni-Co-As, 10 — Cu-Co-As, 11 — Co-As.

Для наиболее крупных кобальтоносных рудных узлов АССО — Юстыдского (Алтай), Хову-Аксынского (Тува) и Абаканского (Хакасия) — были проведены изотопно-геохронологические исследования (U-Pb SHRIMP и Ag-Ag методы) с целью выяснения хронологии развития рудно-метасоматических и магматических процессов и их временной корреляции, а также установления основных возрастных рубежей формирования Co-оруденения в этом регионе.

Определение возраста пород и руд Ag-Ag методом проводилось по слюдам (биотит, мусковит, серицит). Навески мономинеральных фракций совместно с навесками монитора (биотит МСА-11 ОСО № 129-88) помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11 (ВИМС) был аттестован в качестве Ag/Ag монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмиевом канале научного реактора ВВР-К типа при НИИ ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтрон-

ного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, K, использовались следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$, определенные по облученным навескам чистых солей. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Определение возраста магматических пород проводилось по циркону в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) U-Pb SHRIMP методом.

Проведенные исследования в дополнении к имевшимся ранее данным [Павлова и др., 2008; Третьякова и др., 2009; Шарапов и др., 2009; Pavlova, Borisenko, 2009; Борисенко и др., 2010] позволили получить новые результаты, существенно уточняющие представления о возрасте кобальтового оруденения и его соотношении с магматизмом.

Абаканский рудный узел расположен в южной части Минусинского прогиба в зоне крупного Северо-Саянского разлома. В этом рудном узле локализовано Абаканское железорудное месторождение, с которым пространственно совмещено Ni-Co-As оруденение в карбонатных жилах, а также ряд небольших месторождений Cu-Co-As (Хараджульское) и Cu-Pb-Zn (Ni, Co-содержащего) типов. Вмещающими породами для них являются вулканогенные и терригенно-карбонатные породы нижнего и среднего кембрия и несогласно перекрывающие их эффузивно-осадочные и терригенные отложения нижнего и среднего девона. В рудном узле проявлен разновозрастный магматизм: раннепалеозойские гранитоиды и граносиениты, раннедевонские силлы; дайки и покровы базальтов, лабрадорских порфиритов, андезитов и риолитов, а также дайки и штоки диабазов, плагио- и гранит-порфиритов; среднедевонские базальты, трахиты, риолиты, дайки долеритов.

С многоэтапным магматизмом Абаканского рудного узла ассоциирует разновозрастное оруденение. Установлена следующая последовательность развития процессов магматизма и рудообразования.

1. Интрузия граносиенит-порфиритов — 437.2 ± 4.4 млн лет (циркон, U-Pb SHRIMP).

2. Зоны контактового метаморфизма, гидросиликатно-железорудные залежи среди скарнированных пород — 439.1 ± 2.1 млн лет (Ar-Ag, рис. 2, а).

3. Силлы, дайки долеритов, лабрадорских порфиритов, гранит-порфиритов, потоки базальтов — D_1 [Хомичев и др., 2008].

По данным Ar-Ag метода возраст долеритов и плагиопорфиритов Минусинского прогиба составляет 406—395 млн лет [Мальковец, 2001; Бабин и др., 2004; Fedoseev, 2008], однако эти цифры явно занижены, так как часть анализов была выполнена по валовым пробам, а сами породы частично изменены.

4. Ni-Co-As оруденение в карбонатных жилах (скуттерудит, раммельсбергит, герсдорфит, леллингит, кобальтин и др.) среди скарнированных пород и гематитовых руд Абаканского месторождения — 416 ± 4.9 — 413.5 ± 4.7 млн лет (серицит из кальцит-арсенидных жил Абаканского месторождения, см. рис. 2, в). Серицит из этих жил подвергся частичному преобразованию в ходе более поздних низкотемпературных гидротермальных процессов, что сказалось на характере возрастных спектров и вызвало появление плато с более молодым возрастом (см. рис. 2, в—д). Наиболее глубоким изменениям подвержен серицит из руд Хараджульского Cu-Co-As месторождения, возраст которого составляет 379.9 ± 3.8 млн лет (см. рис. 2, д). Наложение карбонатно-арсенидных жил на дайки долеритов и лабрадорские порфириты заставляет нас усомниться в достоверности имеющихся данных о возрасте этих пород для Минусинского прогиба и считать их более древними (≈ 416 —413 млн лет), что отвечает раннему девону.

5. Базальты, трахиты, кварцевые порфиры — D_2 (геологический возраст).

6. Зоны прожилково-вкрапленной Cu-Co-As (теннантит-герсдорфитовой) и Cu-Pb-Zn (Ni, Co) минерализации — 379.9 ± 3.8 млн лет (серицит, Ar-Ag, см. рис. 2, д).

7. Пострудные дайки долеритов — D_2 (геологический возраст) [Хомичев и др., 2008].

Таким образом, в Абаканском рудном узле выделяются два этапа формирования кобальтового оруденения — раннедевонский (416—413 млн лет) и позднедевонский (380 млн лет), что отвечает двум этапам базитового (и базальт-риолитового) магматизма в этом регионе. Кроме рассмотренного выше рудного узла, кобальтовая минерализация отмечается и в других районах по обрамлению Минусинского прогиба. Так, Ni-Co-As минерализация установлена на Берикюльском золоторудном месторождении, где она ассоциирует с девонскими дайками долеритов [Крутов, 1959]. Арсениды, сульфиды, сульфиды, сульфиды Ni и Co отмечаются в раннедевонских (406—401 млн лет) [Врублевский и др., 2004] щелочных массивах Кузнецкого Алатау, где они в большей мере связаны с зонами постмагматического метасоматоза (графитизация) и скарнами [Сазонов и др., 1997].

Близкий возраст кобальтового оруденения установлен и в **Хову-Аксынском рудном узле** в Туве, где проявлены сходный магматизм и кобальтовое оруденение. Он располагается в структурах южного обрамления Тувинского прогиба и приурочен к сложнопостроенному тектоническому узлу, в котором

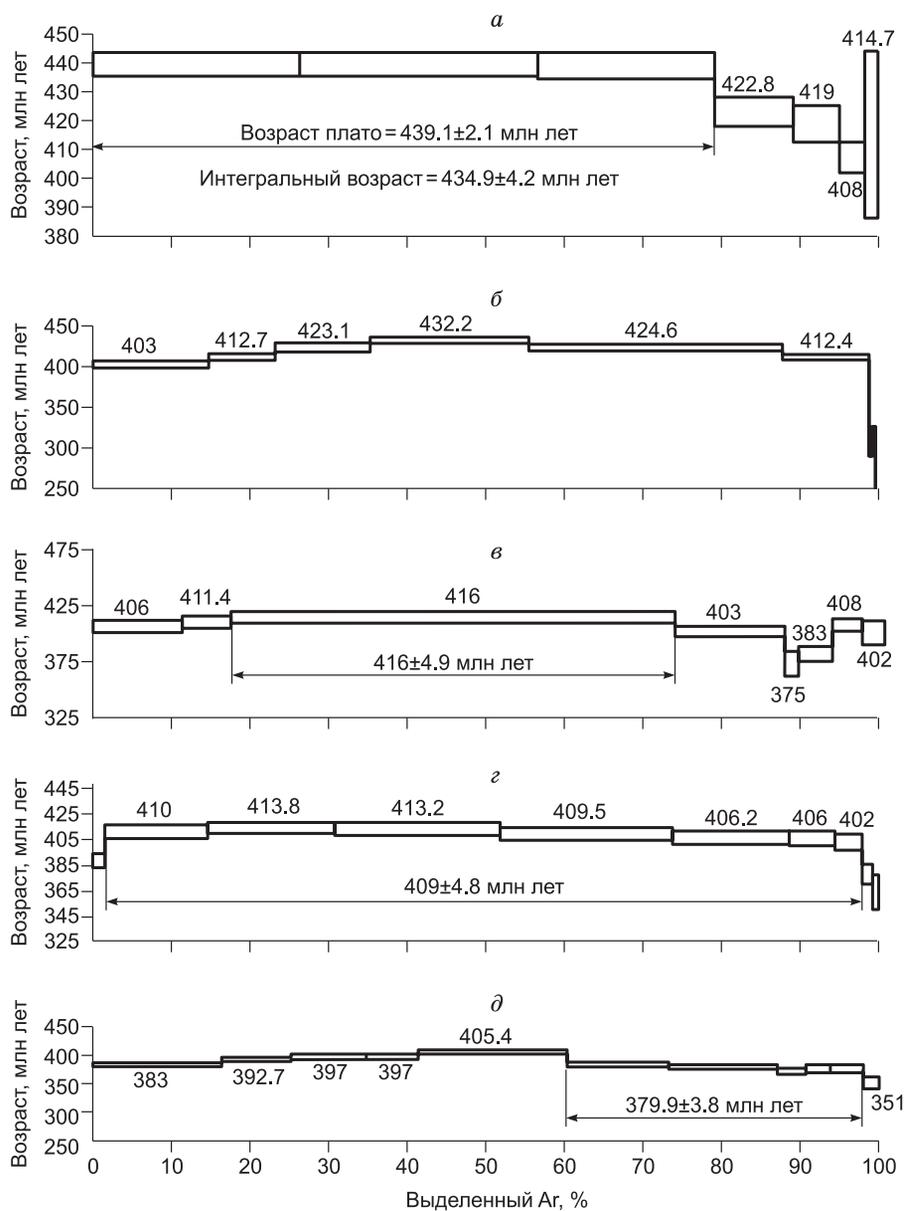


Рис. 2. Возрастные спектры серицита из руд кобальтовых месторождений Абаканского рудного узла.

a — Абаканский рудный узел; *б, д* — месторождение Хараджуй: *б* — вмещающие породы, обр. X-3345, *д* — обр. 3338; *в, г* — месторождение Абаканское: *в* — обр. 3370, *г* — обр. АБ-2.

интенсивно проявлены разновозрастный магматизм и гидротермальные процессы (рис. 3). Геолого-структурная позиция рудного узла определяется его локализацией в горст-антиклинальной структуре, ядро которой сложено осадочно-вулканогенными образованиями нижнего кембрия, а крылья — силурийскими терригенно-карбонатными и терригенными отложениями, туфогенно-вулканогенными образованиями нижнего девона и песчано-мергелисто-алевролитовыми осадками среднего девона. Магматизм рудного узла представлен кембрийскими интрузиями габбро, габбро-диоритов, плагиогранитов, субщелочных гранитов, гранит-порфиров и монцонитов; раннедевонскими покровами, силлами и дайками лабрадорбитовнитовых порфиров и оливиновых базальтов, залегающих в основании нижнего девона, интрузиями габброидов и субщелочных гранитов, а также более поздними (D_3-C_1) дайками и штоками габбро, долеритов, граносиенитов, сиенит-порфиров. Кобальтовое оруденение является разновозрастным и относится к апоскарновому сульфидно-сульфоарсенидному (пирит, пирротин, халькопирит, кобальтин), Ni-Co-As (карбонатно-арсенидные жилы) и Cu-Co-As (теннантит, герсдорфит, сафлорит) типам.

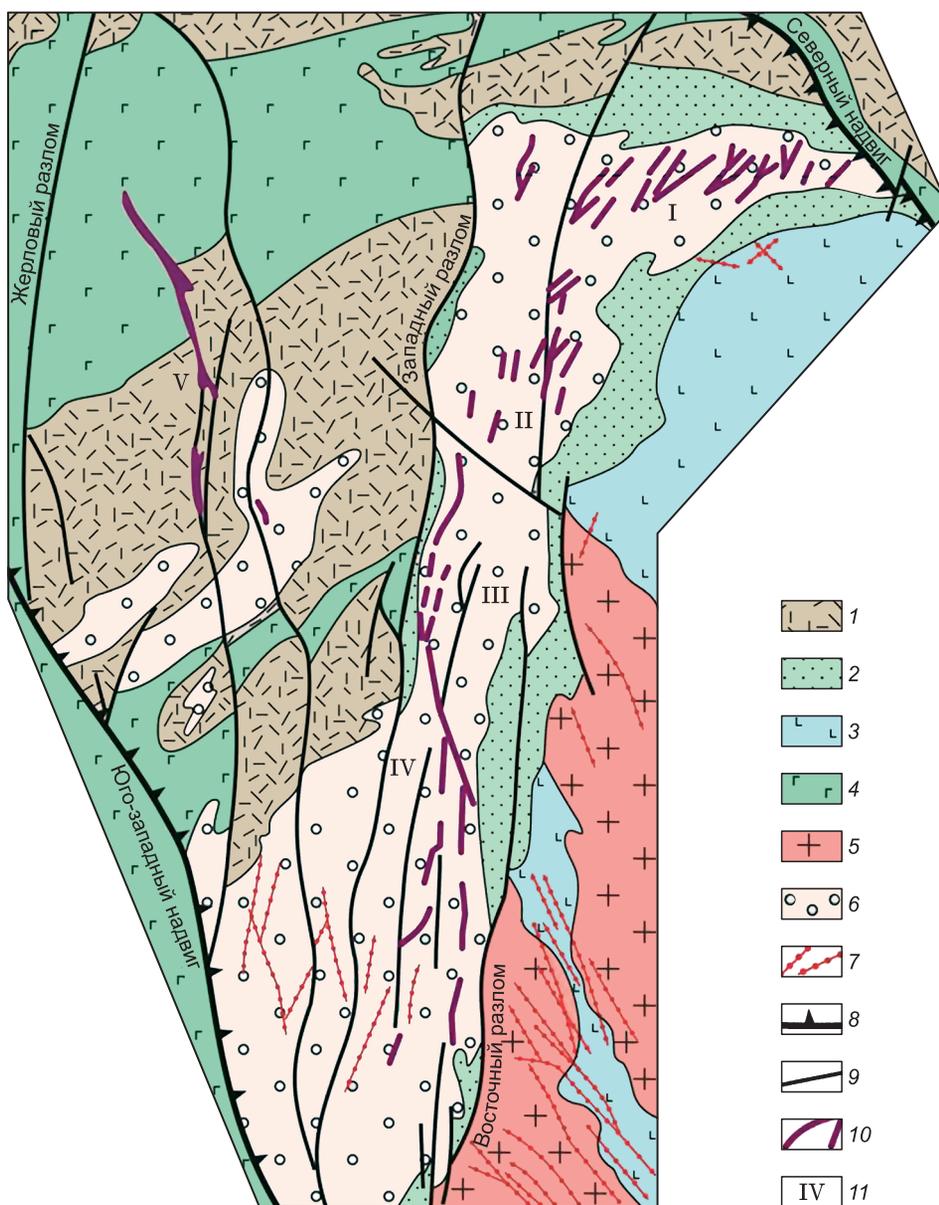


Рис. 3. Схема геологического строения Хову-Аксынского месторождения.

1 — осадочно-вулканогенные образования нижнего девона; 2 — осадочные отложения силура; 3 — вулканиты нижнего кембрия; 4 — габбро-диабазы; 5 — граниты верхнего девона; 6 — известковые скарны и апоскарновые метасоматиты; 7 — дайки ранне-каменноугольного возраста; 8 — надвиги; 9 — крупные разломы; 10 — рудные тела (жилы карбонатно-арсенидного состава); 11 — номера рудных участков: I — Северный, II — Средний, III — Промежуточный, IV — Южный, V — Западный.

На основе имеющихся к настоящему времени геологических и изотопно-геохронологических данных последовательность проявления процессов магматизма и рудообразования в Хову-Аксынском рудном узле можно описать следующим образом.

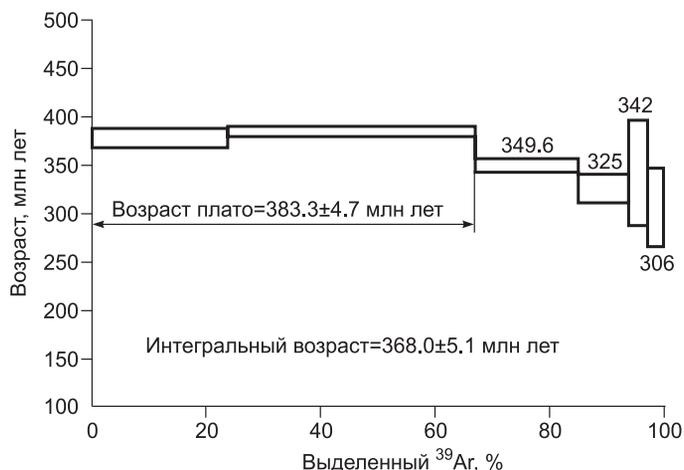
1. Кембрийские интрузии габброидов, плагиигранитов и субщелочных гранитов, дайки сиенитов. Возраст сиенитов, установленный по циркону (U-Pb SHRIMP), составляет 516.5 ± 2.8 млн лет (данные авторов).

2. Раннедевонский вулканоплутонический комплекс: покровы, силлы, дайки базальтов, лабрадорбитовитовых порфириров, интрузии габбро-долеритов, субщелочных гранитов (D_1). Возраст таких субщелочных гранитов из Чергакского кобальтового месторождения, по данным U-Pb SHRIMP датирования, составляет 416 ± 4 млн лет (данные авторов).

3. Раннедевонские риолиты, трахириолиты, туфы.

4. Гранат-пироксеновые скарны (D_1).

Рис. 4. Возрастные спектры серицита из кобальтовых руд Хову-Аксынского месторождения.



5. Апоскарновое пирротин-халькопирит-кобальтиновое оруденение.

6. Дайки долеритов, сиенит-порфиров.

7. Карбонатно-арсенидные жилы — 412—403 (412, 408, 403) млн лет (Ar-Ar).

8. Дайки долеритов и граносиенитов торгалыкского комплекса (D_3 — C_1) [Кривенко, 1968].

9. Cu-Co-As (теннантит-герсдорфитовое) оруденение — 383.7 ± 4.7—349.6 млн лет (рис. 4, Ar-Ar метод).

Таким образом, в Хову-Аксынском рудном узле, как и в Абаканском, проявилось два этапа образования кобальтового оруденения, отвечающие двум этапам развития базитового и субщелочного гранитоидного магматизма: раннедевонский и позднедевонско-раннекарбонный. Характерно, что с поздним этапом (D_3 — C_1) связано формирование ртутного оруденения в Тувинском прогибе: месторождение Терлигхая — серицит из ртутных руд — 357 ± 2.6 млн лет, из кварц-турмалиновых метасоматитов — 365 ± 0.5 млн лет (Ar-Ar метод).

Последовательность развития процессов магматизма и рудообразования наиболее детально изучена для Юстыдского рудного узла в ЮВ Алтае и СЗ Монголии. Он приурочен к северному окончанию герцинского Делюно-Юстыдского прогиба, выполненного мощной (до 4 км) толщей черносланцевых отложений (D_{2-3}). Эти отложения прорваны интрузиями среднепалеозойских гранитов и даек долеритов, а также малыми интрузиями и дайками граносиенитов, лампрофиров и долеритов пермотриасового возраста (рис. 5). В структурах Юстыдского прогиба и его складчатого обрамления локализовано разновозрастное кобальтовое, серебряное, ртутное, молибден-вольфрамовое и олово-вольфрамовое оруденение. В рудном узле выделены два этапа его формирования:

1) ранний этап:

— долериты караюкского комплекса — 375.1 ± 5.4 млн лет (U-Pb) [Гусев и др., 2009];

— граниты юстыдского комплекса — 375.4 ± 5.5 млн лет (U-Pb) [Гусев и др., 2009];

— грейзены с редкоземельной минерализацией — 351.4 ± 1.4 млн лет (Ar-Ar, рис. 6, в);

— Sn-W-грейзеновое оруденение — 359.0 ± 3.4 (плато, см. рис. 6, б), 352 ± 6 (изохрона) млн лет (Ar-Ar);

— постгранитные дайки долеритов — 351.8 ± 3.8 млн лет;

— Cu-Co-W оруденение (кобальтин, пирротин, халькопирит, шеелит м-ния Каракуль) — 349.8 ± 3.9 млн лет (Ar-Ar, см. рис. 6, а);

2) поздний этап (P_2 — T_1):

— дайки долеритов теректинского комплекса — 255 млн лет (Ar-Ar);

— Ni-Co-As жилы — 258—250 млн лет (U-Pb) [Митропольский, Кулик, 1975];

— лампрофиры чуйского комплекса — 250.8 ± 4.5 (U-Pb SHRIMP) [Борисенко и др., 2010] — 245.7—242.6 млн лет (Ar-Ar) [Врублевский и др., 2004; Павлова и др., 2008; Pavlova, Borisenko, 2009; Борисенко и др., 2010];

— штоки граносиенитов — 241.5 — 238 ± 2.5 млн лет (U-Pb SHRIMP);

— дайки долеритов;

— сидеритовые жилы с Ni-Co-Bi-Ag-U минерализацией;

— Ag-Sb оруденение — 240 ± 3.5 млн лет (Ar-Ar);

— лампрофиры чуйского комплекса — 236.5—234.6 ± 3.1 млн лет (Ar-Ar);

— ртутное оруденение — 234.4—231.5 млн лет (Ar-Ar).

Таким образом, в Юстыдском рудном узле выделено три возрастных рубежа формирования: D_3 — C_1 ; P_2 — T_1 и T_2 , отвечающих трем этапам развития базитового, щелочно-базитового и гранитоидного магматизма. По сути, в этом районе пространственно совмещены три разновозрастные рудно-магматические системы, с эволюцией которых связано формирование трех разновозрастных рудных комплексов: позднедевонско-раннекарбонный (редкоземельно-грейзеновое + Sn-W + Cu-Co-W + Pb-Zn (Ni-Co)); пермотриасовый Ni-Co-As-U + Cu-Pb-Zn и триасовый Ni-Co-As + Cu-Co-As + Ag-Sb + Sb-Hg.

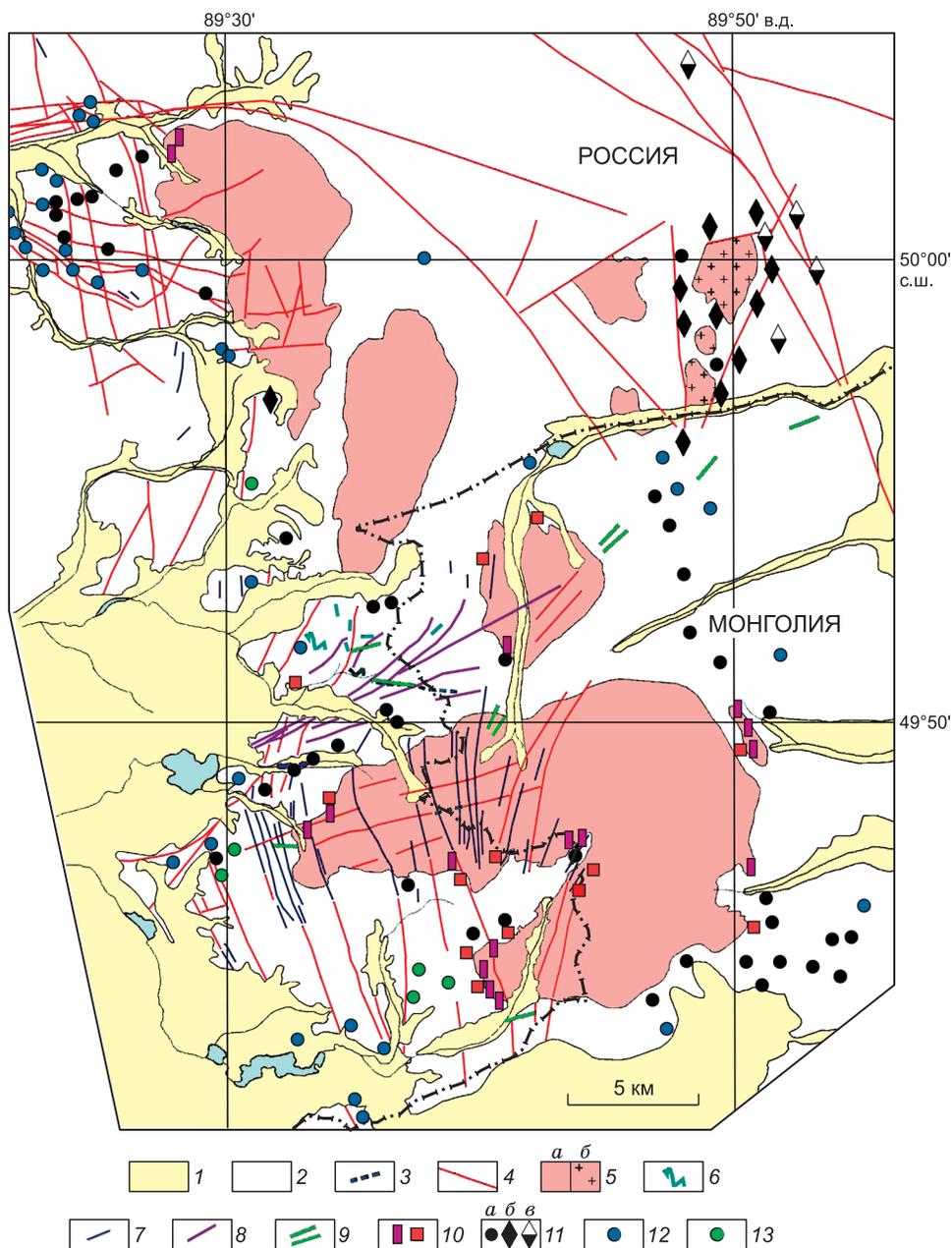


Рис. 5. Схема размещения оруденения и гранитоидов девонского и триасового возраста в Юстыдском рудном узле.

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные породы (D_{2-3}); 3 — дайки чуйского комплекса ($\xi\chi P-T$); 4 — разломы; 5 — гранитоиды: *a* — юстыдского комплекса (γD_3), *б* — мезозойские (T_1); 6 — диабазы караюкского комплекса (D_3-C_1); 7 — долериты (C_1); 8 — лампрофиры чуйского комплекса; 9 — зоны с Ag-Sb оруденением; 10 — Sn-W и Be оруденение; 11 — Co-As (*a*), Ni-Co-As (*б*) и Cu-Co-As (*в*) оруденение; 12 — Pb-Zn минерализация; 13 — Cu минерализация.

Синхронностью проявления гранитоидного и базитового магматизма в Юстыдском рудном узле можно объяснить комплексность оруденения и присутствие в кобальтовых рудах Каракульского месторождения W (шеелита) и повышенных содержаний Sn, характерных для оруденения, связанного с юстыдскими гранитами, и присутствием Ni-содержащего арсенопирита в Sn-W рудах Юстыдского оловорудного месторождения. С этими же причинами связана зональность размещения разных типов оруденения раннего этапа вокруг гранитоидных интрузий: редкоземельное и Sn-W-грейзеновое (в гранитах) → Co-As и Cu-Co-W (в роговиках и скарнах) → Cu-Pb-Zn ± Ni-Co (в слабометаморфизованных сланцах).

Таким образом, полученные новые геологические и изотопно-геохронологические данные и изучение пространственно-временных соотношений кобальтового оруденения с магматизмом в различных

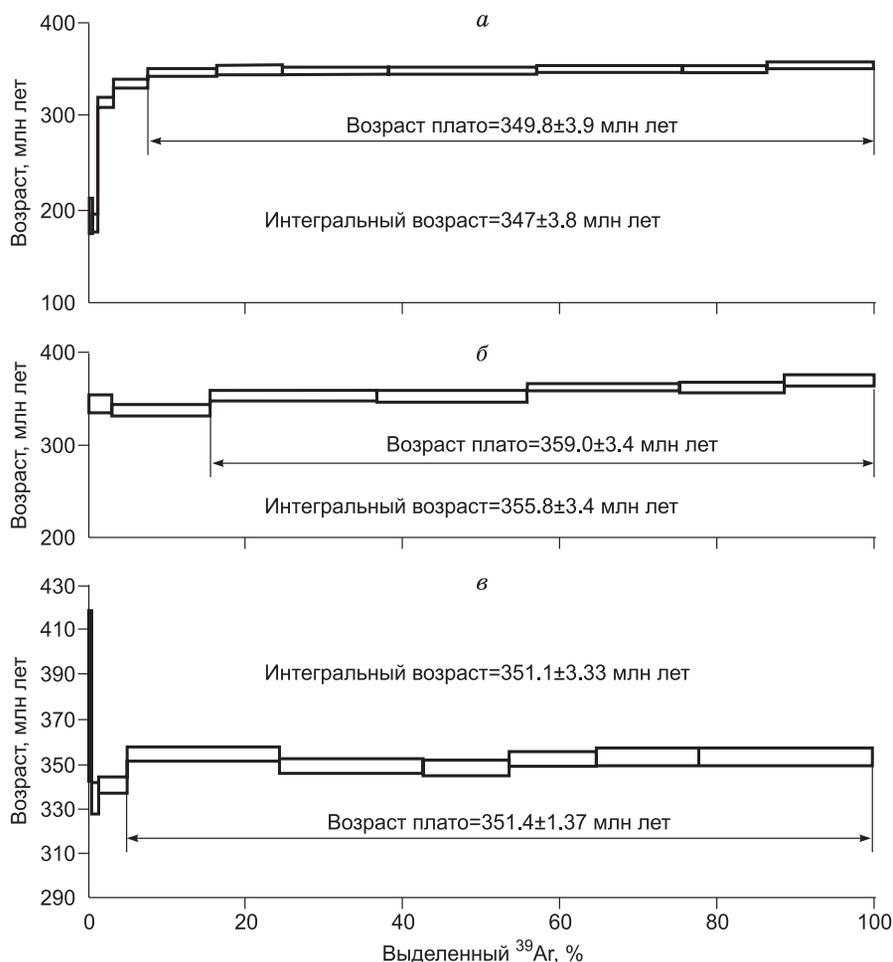


Рис. 6. Возрастные спектры серицита из руд кобальтовых и редкометалльных месторождений Юстыдского рудного узла.

а — месторождение Каракуль, Cu-Co-W оруденение, *б* — месторождение Юстыдское, Sn-W оруденение, *в* — Юстыдский массив, грейзены.

рудных узлах Алтае-Саянской складчатой области (Алтай, Тува, Хакасия) позволили существенно уточнить сделанные ранее выводы о возрастных рубежах его формирования, стадийности и этапности развития процессов рудообразования и проявлений магматизма. Для западной части Алтае-Саянской складчатой области обосновано выделение четырех этапов проявления гидротермального кобальтового оруденения: раннедевонский (D_1), позднедевонско-раннекарбонный (D_3-C_1), пермотриасовый (P_2-T) и раннемеловой (K_1), которые отвечают соответствующим возрастным рубежам масштабного развития базитового магматизма в этом регионе.

Раннедевонскому этапу отвечает Ni-Co-As оруденение в структурах обрамления Минусинского прогиба: карбонатно-арсенидные жилы Абаканского месторождения (416—413 млн лет, Ar-Ar) и района Берикюльского месторождения, где оно ассоциирует с раннедевонскими дайками долеритов. В этом регионе широко проявлен базитовый (траппы, силлы, дайки долеритов) и щелочно-базитовый магматизм с возрастом 400.9 ± 6.8 — 406 ± 2.2 [Врублевский и др., 2003]. К этому же возрастному рубежу относится и раннедевонский этап формирования кобальтовых руд на Хову-Аксынском месторождении в Туве, определенный по серициту гидротермально измененных пород из зальбандов карбонатно-арсенидных жил в скарнах — 412—403 млн лет (Ar-Ar). Это отвечает возрасту базитового (потоки базальтов, силлы, дайки и интрузии долеритов и габбро) и кислого (дайки и штоки граносиенит-порфиоров — 416 млн лет, U-Pb SHRIMP) магматизма Тувинского прогиба, в том числе и в Хову-Аксынском рудном узле.

Позднедевонско-раннекарбонное оруденение широко развито в различных районах западной части АССО. По полученным нами геохронологическим данным к нему относятся Co-As месторождения Юстыдского прогиба (Каракульское, Караюкское, Чаганбургазинское и др.) — 349.8 ± 3.9 млн лет, Cu-

Co-As оруденение Хову-Аксынского рудного узла (Узун-Ой, Cu-Co-As этап месторождения Хову-Аксы) — 383.7 ± 4.7 — 349.6 млн лет и аналогичное оруденение Абаканского рудного узла в Хакасии (м-ние Хараджуль) — 379.9 ± 3.8 млн лет (Ag-Ar). Вероятно, к этому же этапу относится и Co-As месторождение Владимировское в СЗ Алтае, связанное с базитами чарышского комплекса (D_3 — C_1).

Более молодое **пермотрисовое** оруденение проявлено в ЮВ Алтае, Западной Туве и СЗ Монголии. Выделяются два возрастных уровня его развития: 258—250 и 242—240 млн лет [Митропольский, Кулик, 1975; Borisenko et al., 2009]. К первому из них относится Ni-Co-Bi-Ag-U минерализация в Южно-Чуйском хребте (ЮВ Алтай), ко второму — Ni-Co-As оруденение Асхатингольского месторождения в Юстыдском прогибе и Байтайгинское в Западной Туве [Митропольский, Кулик, 1975; Борисенко и др., 2009].

Наиболее молодые гидротермальные проявления кобальта связаны с **меловым этапом**. Проявления этого возраста установлены среди юрских конгломератов Каргинского грабена (ЮЗ Тува, СЗ Монголия) и в Улатай-Чозском районе на юге Тувы, где оно ассоциирует со щелочными базитами и карбонатитами мелового возраста — 116—117 млн лет [Никифоров, 2006], а также дайками диабазов и лампрофиров и интрузиями граносиенитов.

Для многих рудных узлов по данным изотопно-геохронологических исследований установлен многоэтапный характер проявления процессов формирования кобальтового оруденения. Причем разрыв между этапами рудообразования может быть достаточно продолжительным. Так, для месторождения Хову-Аксы формирование ранних кобальтоносных скарнов и Ni-Co-As жил происходило в раннем девоне (412—403 млн лет), а Cu-Co-As оруденения — в позднем девоне—раннем карбоне (383—350 млн лет). В Абаканском рудном узле арсенидно-карбонатные жилы образовались также в раннем девоне (416—413 млн лет), а Cu-Co-As оруденение (теннантит-герсдорфитовое) — в позднем девоне (380 млн лет). Еще больший временной разрыв в формировании Ag-Ni-Co и Ni-Co-As оруденения установлен в Анти-Атласе (Марокко): Ag-Ni-Co месторождение Згоундер — 534 млн лет, Ni-Co-As (Бу-Аззер) — 302—308 млн лет, а позднее Ag-Ni-Co(Hg) на западном фланге Бу-Аззера — 215 млн лет (U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd методы) [Levresse et al., 2004; Essaraj et al., 2005; Oberthur et al., 2007, 2009]. Эти этапы отвечают проявлению совмещенных в пространстве разновозрастных рудно-магматических систем, связанных с разными магматическими комплексами базитового, базит-щелочно-базитового или габбро-гранитного состава, чем и обоснованы геохимические различия ассоциирующего с ним кобальтового оруденения.

СООТНОШЕНИЕ КОБАЛЬТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Анализ данных о пространственно-временных соотношениях кобальтового оруденения с проявлениями магматизма в рассмотренных выше трех рудных узлах, а также других рудных узлах АССО (Владимировском, Карагемском, Чергакском, Талайлыгском и других) свидетельствует о тесной пространственной и временной связи кобальтового оруденения с интрузиями габбро-гранитного и габбро-сиенитового составов и дайковыми комплексами долеритов и лампрофиров. Такая связь кобальтового оруденения с аналогичным магматизмом установлена и в других кобальтоносных провинциях мира. В Средней Азии (Тянь-Шань) на основе изотопно-геохронологических исследований определен возраст рудных жил с Ni-Co-Bi-Ag-U (пятиэлементной) минерализацией месторождения Актепе. По данным А.Е. Кабо с соавторами [1992], возраст уранинита из этих жил составляет 278 ± 7 млн лет (U-Pb метод), а возраст синрудного серицита (данные авторов), определенный Ag-Ar методом, — 285.4 ± 3.9 и 271.8 ± 2.8 млн лет (рис. 7). Характерно, что самородное серебро этого месторождения отличается высокими содержаниями ртути, кроме того, в рудах присутствует Hg-серебро, бордозит, содержащий до 27—30 % Hg, и ртутьсодержащая блеклая руда [Коваленкер, 1995]. Возраст сурьяно-ртутного оруденения Тянь-Шаня, по нашим данным, также составляет 271 млн лет (Ar-Ar метод). Время формирования прерудных даек диабазов месторождения Актепе, определенное по амфиболу Ar-Ar методом, близко к возрасту рудных жил, — 281 ± 4.2 млн лет, что указывает на временную сопряженность Ni-Co-As оруденения с базитовым магматизмом. В этом регионе установлен возраст Co-As-Au минерализации месторождения Акджила (Алайский хребет), который составляет 286.3 ± 1.2 млн лет (Ar-Ar).

Синхронность проявления базитов и кобальтового оруденения устанавливается по результатам геохронологических исследований и по Ag-Co-Ni-арсенидным месторождениям Канады. Так, в районе Кобальт (Онтарио) диабазы Ниписсинг имеют возраст 2217.5 ± 1.6 млн лет (U-Pb), а серебро-арсенидные жилы — 2217 ± 6.0 ; 2215.1 ± 7.8 млн лет (U-Pb) [Andrews et al., 1986]; в рудном районе Тандербей для базитов комплексов Дулут и Логан и щелочных базитов комплекса Колдуэл — 1108—1085 млн лет (U-Pb), серебро-арсенидные жилы имеют возраст 1097 млн лет [Franklin et al., 1986]. В рудном районе Эко-Бей силлы диабазов имеют возраст 1425 млн лет (Rb-Sr), серебро-арсенидные жилы — 1445 млн лет (U-Pb) [Thorpe et al., 1986]. В кобальтоносном районе Бу-Аззер (Марокко) Ni-Co-As оруденение с возрастом 301.6 ± 8 млн лет (U-Pb) тесно ассоциирует с раннепермскими долеритами [Крутов, 1970; Oberthur et al.,

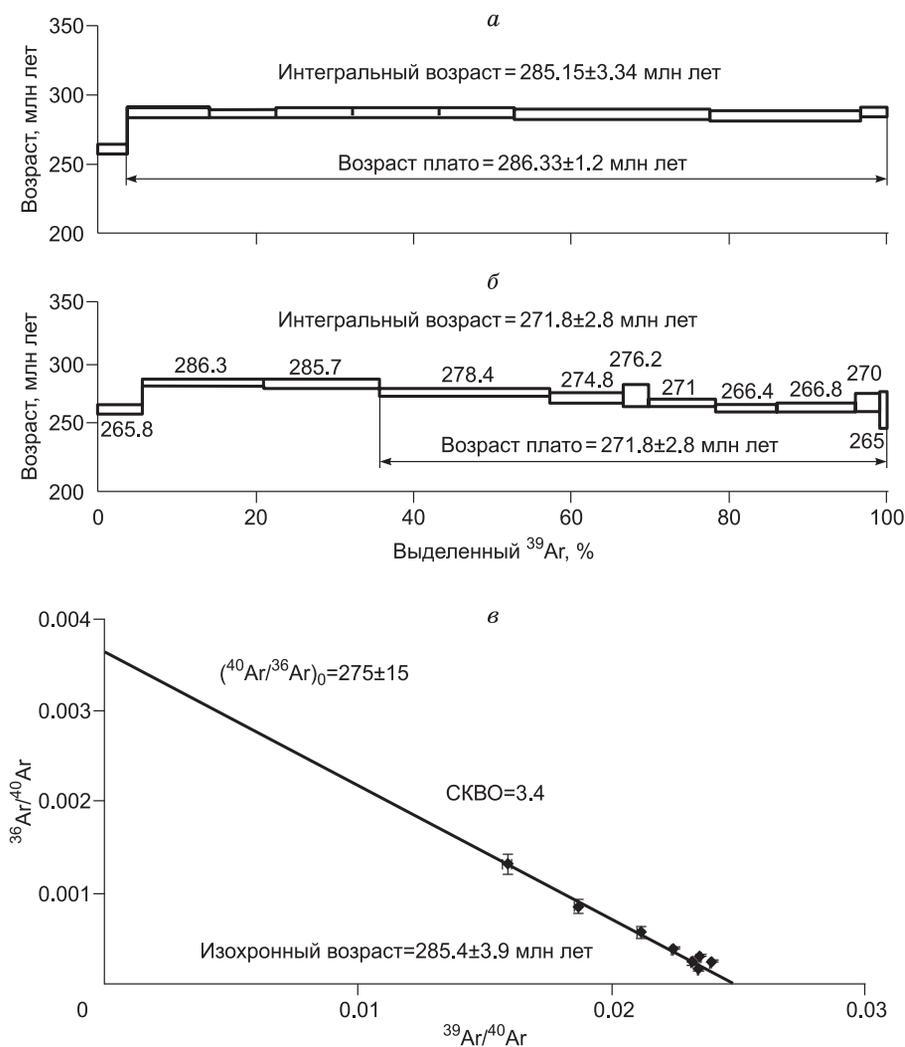


Рис. 7. Возрастные спектры серицита из руд Au-Co месторождения Акджилга-Чалкуйрюк (а) и Ni-Co-Bi-Ag-U месторождения Актепе (Тянь-Шань) (б, в).

2007]. И, наконец, поздние арсенидно-карбонатные жилы и Co-сульфоарсенидная минерализация часто проявлены на магматических Cu-Ni месторождениях Норильского района [Гриценко, 2007], Северного Вьетнама, а также Чинейского месторождения в Забайкалье и Максутского в Восточном Казахстане [Mineral Resources..., 2000; Борисенко и др., 2006; Zhitova et al., 2007; Поляков и др., 2008, 2009], где она локализуется как в рудоносных базитовых интрузиях, так и во вмещающих их осадочных породах.

Тесная временная корреляция гидротермального кобальтового оруденения с проявлениями базитового магматизма хорошо согласуется с полученными нами данными по изотопному составу He рудообразующих растворов Ni-Co-As и Ag-Ni-Co-арсенидных месторождений (³He/⁴He): Бу-Аззер — 6.16—1.75, Тамдрост — 7.07, Актепе — 4.65—2.84, указывающими на высокую долю мантийного гелия в составе гидротермальных флюидов (от 10 до 50.5 %). На мантийный источник рудного вещества указывает и присутствие в кобальтовых рудах высоких содержаний ртути (Hg-серебро, амальгамы серебра, Hg-сфалерит, Hg-золото, паторит и др.). С этим же связано присутствие в рудах повышенных содержаний Pt и Pd (до 1.65 г/т) [Третьякова и др., 2007, 2008], а также мантийные значения изотопного состава Os.

Проблема связи кобальтового оруденения рассмотрена нами и на основе анализа данных по изотопному составу Pb и Sr. С учетом полученных данных геохронологических исследований возраста магматических пород и руд кобальтовых месторождений были интерпретированы результаты изучения изотопного состава рудного и породного Pb для Хову-Аксынского и Юстыдского рудных узлов. В Хову-Аксынском рудном узле изучен изотопный состав свинца галенитов из карбонатно-арсенидных жил Хову-Аксынского месторождения и Pb-содержащих сульфосолю-сульфоарсенидных руд Узун-Ойского месторождения. Кроме того, был определен состав свинца раннедевонских диабазов и долеритов торгалыкского комплек-

Таблица 1. Изотопный состав свинца кобальтовых, ртутных и полиметаллических месторождений Тувы

№	Месторождение (тип)	Минерал	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Модельный возраст, млн лет
1	Хову-Аксынское (Ni-Co-As)	Галенит	17.75	15.504	37.548	—
2	Узун-Ой (Cu-Co-As)	Теннантит	17.903	15.498	37.7	—
3	Чазадыр (Hg)	Швацит + герсдорфит	17.742	15.512	37.594	—
4	Терлигхая (Hg)	Плагионит	17.72	15.478	37.529	—
5	Арзак (Hg)	Галенит	17.961	15.527	37.698	—
6	Тунукское (Pb-Zn)	»	17.822	15.485	37.648	—
7	Пертойское (Pb-Zn)	»	17.849	15.521	37.714	—
			17.855	15.528	37.732	—
8	Терлигхая	Диабаз	18	15.49	38.164	0
			17.94	15.481	—	350
			17.93	15.48	—	400
9	р. Чадан	Алевролит	18.898	15.578	—	0
			17.824	15.525	—	350
			17.671	15.518	—	400

Таблица 2. Изотопный состав свинца пород и руд Юго-Восточного Алтая

Месторождение (тип)	Минерал	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Модельный возраст, млн лет
Юстыдский рудный узел					
Асхатиин-гол (Ni-Co-As)	Арсениды	18.654	15.595	39.543	–36
Могенбурень (Cu-Co-As)	Теннантин	18.499	15.572	38.346	32
Минетта	Вал	0	18.27	15.513	37.995
		230	18.141	15.508	—
		250	18.131	15.507	—
Гранит D ₃	КПШ	0	18.248	15.573	38.47
		230	18.148	15.568	—
		250	18.14	15.567	—
Углистый сланец D ₃	Вал	0	18.754	15.588	38.775
		230	18.219	15.562	—
		250	18.173	15.558	—
Южно-Чуйский район					
Елангаш	Теннантит + галенит	18.231	15.565	38.14	224
Саржематы (Cu-Co-U)	Теннантит (Pb — 0.25 %)	18.24	15.592	38.205	—
Минетта	Вал	0	18.107	15.501	37.875
		230	18.08	15.501	—
		250	18.078	15.5	—

са (D₃—C₁), для которых предполагается генетическая связь с Co-месторождениями рудного узла, а также нижнедевонских алевролитов (табл. 1, рис. 8, в). Полученные значения изотопного состава породных свинцов были скорректированы по накоплению радиогенной составляющей на время соответственно 350 и 400 млн лет, что позволило сопоставить состав рудных и породных свинцов на время рудообразования. Точка изотопного состава свинца галенита (см. рис. 8, в, т. 1) из карбонатно-арсенидных жил Хову-Аксынского месторождения близка к линии смешения свинцов диабазов и нижнедевонских алевролитов, исправленных на возраст 400 млн лет. Точка состава рудного свинца из сульфосолюно-сульфоарсенидного оруденения Узунской месторождения (см. рис. 8, в, т. 2) совпадает с линией смешения свинцов диабазов и алевролитов на 350 млн лет. Модельный возраст такого свинца — 336 млн лет. Эти данные согласуются с результатами изотопно-геохронологических исследований и данными о различии изотопного состава свинца и его модельных возрастов для двух типов кобальтового оруденения в Хову-

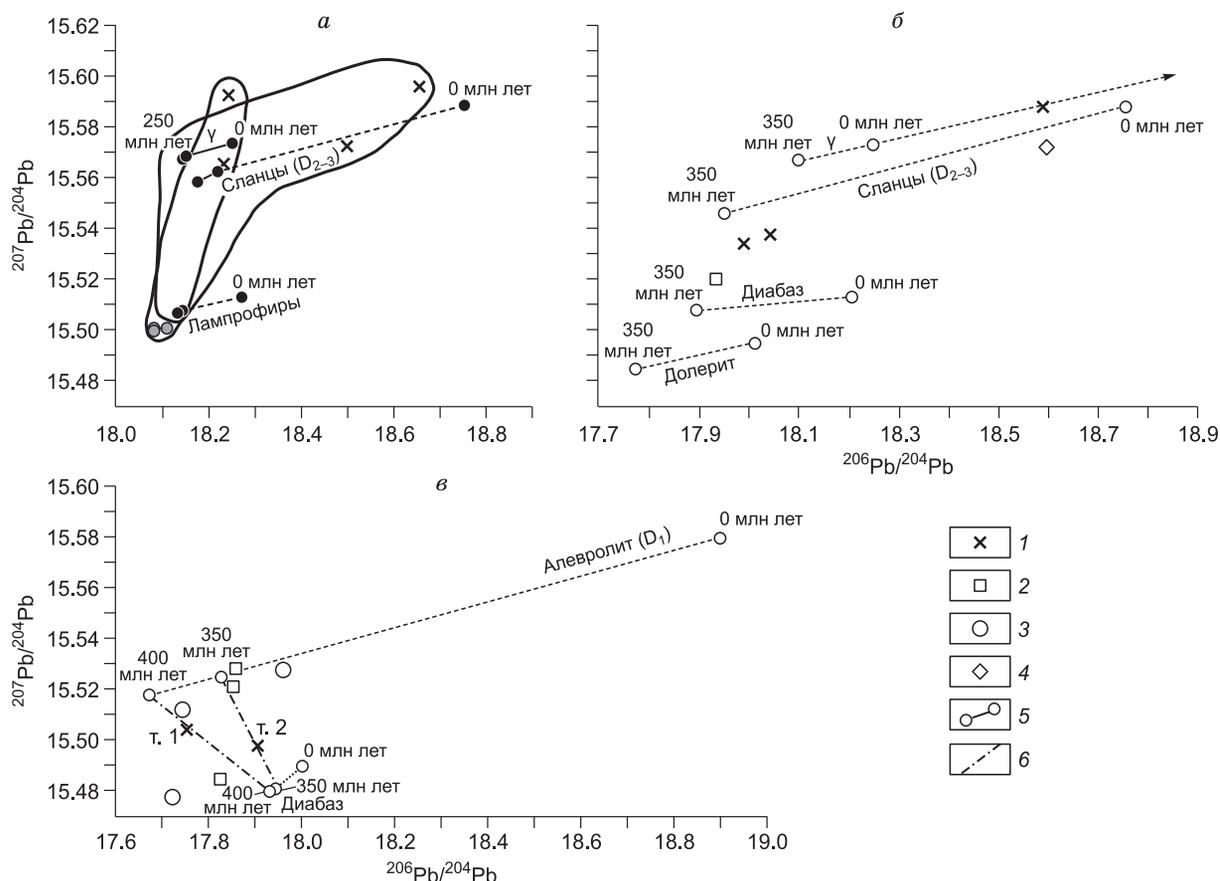


Рис. 8. Изотопный состав свинца пород и руд позднепермско-раннетриасового (а), раннекарбонového (б) и раннедевонского (в) оруденения в Юстыдском (а и б) и Хову-Аксыньском (в) рудных узлах.

а — черным цветом показаны изотопные значения свинцов Юстыдского рудного узла, серым — Южно-Чуйского района. 1 — кобальтовое оруденение; 2 — серебро-свинцово-цинковое и свинцово-цинковое; 3 — сурьмяно-ртутное; 4 — редкометалльное (Sn-W и Mo-W); 5 — линии изменения изотопного состава породных свинцов по времени накопления радиогенной составляющей; б — линии смешения изотопного состава.

Аксыньском рудном узле. Источник свинца такого состава является смешанным и мог быть связан как с базитами, так и с девонскими терригенными породами.

В Юго-Восточном Алтае кобальтовое оруденение раннего среднепалеозойского этапа (D_3 — C_1) пространственно ассоциирует с дайковыми комплексами долеритов и диабазов и интрузиями позднедевонских гранитов и локализовано в контактово-метаморфизованных черносланцевых толщах (D_{2-3}). Изотопный состав породного свинца (базиты, граниты, сланцы), скорректированный на возраст рудообразования (350 млн лет) (табл. 2, см. рис. 8, а, б) ограничивает поле возможных источников этого элемента, который мог иметь магматическое происхождение (базиты, граниты) или быть заимствован из вмещающих пород. Значения изотопного состава части рудных свинцов (Со месторождения Куру-Озек, Кок-Куль и Pb-Zn (As) Джилкыдадьское) близки между собой и попадают в поле породного Pb, что может указывать на их смешанный источник и участие магматогенного свинца и черных сланцев в формировании руд. Для других месторождений (Каракуль, Правобережное — Co-As и Юстыдское — Sn-W) свинец оказался аномальным, радиогенным и близок к радиогенным свинцам гранитов (валовая проба).

Более молодое пермотриасовое Со-оруденение по возрасту приближено с позднепермскими долеритами, раннетриасовыми лампрофирами, сиенитами и субщелочными гранитами и локализовано в двух ареалах: Юстыдском и Южно-Чуйском, где оно ассоциирует с Ag-Sb, Ag-Pb-Zn, Cu-Sb-Hg и Sb-Hg оруденением. Изотопный состав рудного свинца месторождений вышеперечисленных типов в этих ареалах существенно отличается (см. табл. 2, рис. 8). В Южно-Чуйском ареале они образуют узкий тренд от мантийных значений, близких к составу породного свинца лампрофиров до коровых значений. Его модельный возраст составляет 245 ± 10 млн лет. Тренд составов рудных свинцов Юстыдского ареала имеет более сложную конфигурацию — от значений, близких к лампрофирам и вмещающим черным сланцам (на

250 млн лет) до аномальных свинцов, характерных для среднепалеозойского (D_3 — C_1) оруденения (Co-As, Pb-Zn(As)), связанного с гранитами. В связи с этим и их модельный возраст колеблется от 254—224 до отрицательных значений (–42 до –36 млн лет). Такие существенные различия в изотопном составе свинца однотипного и одновозрастного оруденения в разных ареалах явно связаны со спецификой состава вмещающих его пород: метаморфические породы Южно-Чуйского ареала и контактово-метаморфизованные сульфидизированные черносланцевые отложения в Юстыдском рудном узле. При этом следует отметить, что вариации изотопного состава свинца изученных проявлений серебро-сурьмяной и кобальтовой минерализации Юстыдского ареала во многом увязываются с положением этих рудопроявлений относительно зон контактового метаморфизма. Рудный свинец проявлений, локализованных среди интенсивно контактово-метаморфизованных пород вблизи позднегерцинских гранитоидов, существенно более обогащен радиогенными изотопами по отношению к свинцу аналогичных проявлений, располагающихся среди слабометаморфизованных пород или за пределами зоны контактового метаморфизма. Свинец последних близок по изотопным отношениям к свинцу неизмененных терригенных пород девонского возраста, что позволяет рассматривать их в качестве возможного источника этого элемента. В то же время более радиогенный состав свинца из проявлений, локализованных в контактово-метаморфизованных породах, также может быть связан с заимствованием этого элемента из вмещающих углистых сланцев, испытывавших при контактовом метаморфизме изменения изотопного состава свинца за счет привноса радиогенной составляющей из юстыдских гранитов. Следует отметить, что тренды значений рудных свинцов в обоих ареалах охватывают и составы «мантийных» свинцов, близких к породному свинцу лампрофиров. Это связано, вероятно, с его привносом магматогенным флюидом из очагов базитового или щелочно-базитового расплава в зону рудоотложения.

Близкие результаты получены и по изотопному составу Sr в барите и флюорите кобальтовых месторождений. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них охватывает довольно широкий интервал значений от 0.7035 до 0.7140. Самые низкие значения характерны для барита и флюорита из кобальтовых проявлений Южно-Чуйского ареала (0.7035—0.7065), барита месторождения Хову-Аксы (0.7042—0.7057) и Владимировского (0.7051—0.7072), где проявляются более отчетливые связи с базитовым и щелочно-базитовым магматизмом. Для других месторождений, локализованных в карбонатных породах (Асхатиин-гол) или терригенных толщах, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от 0.7069 до 0.7140.

Важным показателем связи кобальтового оруденения с базитовым магматизмом являются повышенные содержания в рудах элементов платиновой группы. На основе большой коллекции кобальтовых руд из разных типов Co месторождений АССО (Хову-Аксы, Абаканское, Владимировское, Каракуль, Асхатиин-гол и др.), Тянь-Шаня (Актепе, Акджилга), Марокко (Бу-Аззер, Тамдрост, Мишуи) и Рудных гор (Яхимов) было проведено изучение содержания в них Pt, Pd, Rh. Учитывая известные сложности анализа этих элементов в арсенидных рудах, были использованы разные методы анализа: атомная абсорбция (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), микропробирный анализ (ИРГИРЕДМЕТ, г. Иркутск), вольтамперометрический (ТПУ, г. Томск) и сцинтилляционный вариант атомно-эмиссионного анализа с использованием двухструйного плазмотрона (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Это позволило впервые установить присутствие повышенных содержаний Pt, Pd и Rh в рудах разных типов кобальтовых месторождений. Их содержание достигает Pt = 1.0, Pd = 1.65, Rh = 0.014 г/т, а размеры частиц Pt и Pd до 15 мкм.

В рудах большинства изученных месторождений преобладает Pd. В наибольших количествах он присутствует в высокотемпературных Co-As рудах (до 1.08—1.65 г/т), отличающихся повышенными содержаниями Cu, Mo, Au (Владимировское, Акджилга и др.). В Cu-Co-As рудах Pt и Pd присутствуют в количествах $n \cdot 0.01$ г/т и только на месторождении Хараджиль в Хакасии их содержание достигает Pd = 0.96, Pt = 0.12 г/т. Для руд Ni-Co-As месторождений платина и палладий отмечаются в невысоких примерно в равных количествах до 0.24 и 0.23 г/т соответственно.

Таким образом, полученные данные по изотопному составу Pb кобальтовых месторождений АССО свидетельствуют о полигенности его источников, в качестве которых могли выступать как магматогенные флюиды, связанные с базитовым или щелочно-базитовым магматизмом, так и вмещающие породы.

ВЫВОДЫ

В ходе проведенных исследований получены следующие результаты.

1. Для западной части Алтае-Саянской складчатой области обосновано выделение четырех этапов проявления гидротермального кобальтового оруденения: раннедевонский (D_1), позднедевонско-раннекарбонный (D_3 — C_1), пермотриасовый (P_2 — T) и раннемеловой (K_1), которые отвечают соответствующим возрастным рубежам масштабного развития базитового и щелочно-базитового магматизма (LIP) в этом регионе, в том числе и связанного с мантийными плюмами.

2. По данным геологических и изотопно-геохронологических исследований в контурах конкретных кобальтоносных узлов (Абаканский, Хову-Аксынский, Юстыдский, Актепинский и др.) установлена

хронология развития процессов магматизма и рудообразования, выявлен многоэтапный характер их проявления и установлена возрастная корреляция кобальтового оруденения с базитовыми, щелочно-базитовыми и гранитоидными комплексами.

3. Данными по изотопному составу He обосновано участие мантийных флюидов в формировании Co месторождений и их связь с мантийными очагами базитовых и щелочно-базитовых расплавов ($^3\text{He}/^4\text{He} = (1.75—7.07) \cdot 10^{-6}$).

4. На основе изотопно-геохимических (Pb, Sr) и геохимических исследований установлена полигенность источников рудного вещества, имеющего как магматическое происхождение (базиты — Ni, Co, As; щелочные базиты — Hg, Sb; граниты — Bi, W, Sn), так и заимствованное из вмещающих пород (Ni, Co, Pb, Sr и др.).

5. Обоснован стадийно-фациальный характер эндогенной зональности кобальтовых месторождений, кобальтоносных рудных узлов и зон с высокотемпературным Co-As и низкотемпературным Ni-Co-As оруденением.

6. Впервые установлены повышенные содержания Pt и Pd в рудах гидротермальных Co-месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 3, с. 367—370.

Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск, Наука, 1984, 171 с.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связи с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Васюкова Е.А., Травин А.В., Говердовский В.А., Гусев Н.И. Возраст лампрофиров Алтая и северо-запада Монголии и их соотношение с другими типами магматизма и оруденения // Геология и минерагения Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, с. 143—149.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Руднев С.Н., Борисов С.М., Войтенко Д.Н. U-Pb-изохронный возраст финальной стадии проявления щелочно-базитового магматизма в Кузнецком Алатау // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 25—27 ноября 2003 г. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 121—124.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н. Ag-Ag изотопный возраст лампроитовых даек Чуйского комплекса, Горный Алтай // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 4, с. 516—519.

Гриценко Ю.Д. Кобальт-никелевая антимонидная и арсенидная минерализации Норильского рудного района: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 2007, 17 с.

Гусев Н.И., Шокальский С.П., Вовшин Ю.Е., Кашин С.В., Крупчатников В.И., Пономарев А.Л. Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла // Региональная геология и металлогения, 2009, № 39, с. 47—63.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для обоснования закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9).

Кабо А.Е., Коваленкер В.А., Русинов В.Л. Актеепинское рудное поле в Кураминских горах — новое проявление серебро-арсенидного оруденения // Геология рудных месторождений, 1992, т. 34, № 2, с. 67—81.

Коваленкер В.А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпитеpmальных руд золота и серебра: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН, 1995, 102 с.

Кривенко А.П., Гулецкая Э.С. О составе пироксенов габбро-сиенитовой формации на примере плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау // Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 4, с. 958—961.

Крутов Г.А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959, 232 с.

Крутов Г.А. Месторождения никель-кобальтовых руд района Бу-Аззер (Марокко) // Геология рудных месторождений, 1970, № 46, с. 27—40.

Лебедев В.И. О дайках Хову-Аксинского рудного поля // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1971, с. 74—86.

Лебедев В.И. Рудно-магматические системы арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1998, 136 с.

Мальковец В.Г. Состав и строение мезозойской верхней мантии под Северо-Минусинской впадиной (по данным изучения мантийных ксенолитов из щелочно-базальтоидных трубок взрыва): Автореферат дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 2001, 24 с.

Митропольский А.С., Кулик Н.А. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. XI. М., Наука, 1975, с. 306—313.

Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугорокова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудных месторождений, т. 48, № 5, 2006, с. 296—320.

Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Goverдовский В.А., Травин А.В., Жукова И.А., Третьякова И.Г. Пермотриасовый магматизм и Ag-Sb оруденение Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 720—733.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 605—620.

Поляков Г.В., Шелепаев Р.А., Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Балыкин П.А., Нго Тхи Фьонг, Чан Куок Хунг, Буй Ан Ньен. Расслоенный перидотит-габбровый плутон Нуйчуа как проявление пермско-триасового мантийного плюма на севере Вьетнама // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (6), с. 653—669.

Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И., Сотников В.И. Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири. Томск, Изд-во ТПУ, 1997, 148 с.

Третьякова И.Г., Лебедев В.И. Благородные металлы (Au, Ag, Pt, Pd) в рудах Ni-Co-As, Cu-Co-As и Co-As месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Тринадцатой научной студенческой школы «Металлогения древних и современных океанов — 2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы». Миасс, ИМин УрО РАН, 2007, с. 49—53.

Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И., Коробейников А.Ф. Благородные металлы в рудах гидротермальных кобальтовых месторождений // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений — достижения и перспективы. Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М., ЦНИГРИ, 2008, с. 182.

Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И. Гидротермально кобальтовое оруденение АССО: возраст и связь с магматизмом // Материалы Пятнадцатой научной студенческой школы «Металлогения древних и современных океанов — 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений». Миасс, ИМин УрО РАН, 2009, с. 42—45.

Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Косоруков А.П. Эталон ширинского (быскарского) трахит-трахибазальтового комплекса (Минусинский прогиб). Новосибирск, СНИИГТиМС, 2008, 278 с.

Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н., Бессонова Е.П., Павлова Г.Г. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 409 с.

Andrews A.J., Masliwec A., Morris W.A., Owsiaci L., York D. The silver deposits at Cobalt and Gowganda, Ontario. II: An experiment in age determinations employing radiometric and paleomagnetic measurements // *Canad. J. Earth Sci.*, 1986, v. 23, № 10, p. 1507—1519.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307—324.

Borisenko A.S., Pavlova G.G., Goverdovsky V.A., Gusev N.I., Vasyukova E.A. The age of the lamprophyres of Chuya Complex and their correlation with granitoid magmatism and mineralization // *Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: abstracts of the International Symposium (Novosibirsk, 6—9 August 2009)*. Novosibirsk, Sibprint, 2009, p. 50—53.

Essarraaj S., Boiron M., Cathelineau M., Banks A.D., Benharref M. Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): evidence from fluid inclusions // *J. African Earth Sci.*, 2005, № 41, p. 25—39.

Fedoseev G.S. The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from Minusa Basin, western Siberia, Russia // *Bull. Geosci.*, 2008, v. 83, № 4, p. 473—480.

Franklin J.M., Kissin S.A., Smyk M.C., Scott S.D. Silver deposits associated with the Proterozoic rocks of the Thunder Bay District, Ontario // *Canad. J. Earth Sci.*, 1986, v. 23, № 10, p. 1576—1591.

Levresse G., Cheilletz A., Gasquet D., Reisberg L., Deloule E., Marty B., Kyzer K. Osmium, sulphur and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source // *Chem. Geol.*, 2004, № 207, p. 59—79.

Mineral resources of Vietnam / Eds. Tran Van Tri, Phan Cu Tien. Hanoi, IGMR, 2000, 214 p.

Oberthur T., Stein H., Gerdes A., El Ghorfi M. Evidence for a Hercynian age for cobalt-arsenide-(gold) mineralization, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco from new U-Pb, Sm-Nd and Re-Os age determinations // Digging Deeper Proceedings of the 9 Biennial SGA Meeting, Dublin, Ireland, 2007, p. 357—360.

Oberthur T., Melcher F., Henjes-Kunst F., Gerdes A., Stein H., Zimmerman A., Ghorfi M. Hercynian age of the cobalt-nickel-arsenide-(gold) ores, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco: Re-Os, Sm-Nd, and U-Pb age determinations // Econ. Geol., 2009, v. 104, p. 1065—1079.

Pavlova G.G., Borisenko A.S. The age of Ag-Sb deposits of Central Asia and their correlation with other types of ore systems and magmatism // Ore Geol. Rev., 2009, v. 35, № 2, p. 164—185.

Thorpe R.I., Goodz M.D., Jonasson I.R., Blenkinsop J. Lead-isotope study of mineralization in the Cobalt district, Ontario // Can. J. Earth Sci., 1986, v. 23, № 10, p. 1568—1575.

Zhitova L.M., Zhukova I.A., Borovikov A.A., Borisenko A.S. Fluid enrichment processes in marginal PGE-sulfide ores of the Chineysky layered pluton (Transbaikal region, Russia) // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: abstracts of the International Symposium. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2007, p. 208—210.

*Поступила в редакцию
12 мая 2010 г.*