

**Cu-Mo-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО (Северная Монголия):
⁴⁰Ar/³⁹Ar ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ФАКТОРЫ КРУПНОМАСШТАБНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

В.И. Сотников, В.А. Пономарчук, Д.О. Шевченко, А.П. Берзина

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

⁴⁰Ar/³⁹Ar датированием установлено, что формированию крупного Cu-Mo-порфирового месторождения Эрдэнэтуин-Обо, связанного со становлением эрдэнэтского рудоносного порфирового комплекса, предшествовало развитие в районе многоимпульсного габбро-гранитоидного магматизма: 258,6 ± 3,3 и 247 ± 3,7 млн лет (гранитоиды селенгинского комплекса), 244,6 ± 1,0—239,3 ± 1,4 (габброиды шивотинского комплекса). Рудоносный порфировый комплекс развивался полиритмично. Основное оруденение связано с порфировым магматизмом первого (234,6 ± 1,7 млн лет) и второго (225,3 ± 1,0—220,3 ± 5,8 млн лет) ритмов. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст серицита из рудно-метасоматических образований главного рудного этапа составляет 235,8 ± 1,9 млн лет. Разновозрастные магматиты (по аксессуарному апатиту) и ранние высокотемпературные производные рудообразующего процесса (по ангидриту) характеризуются низкими отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,70393—0,70437), находящимися на уровне мантийных значений. С глубинными источниками вещества согласуются близкие к метеоритному стандарту величины δ³⁴S сульфидов месторождения. Неоднократное проявление магматических процессов и рудной минерализации в Эрдэнэтском районе явилось, очевидно, одним из благоприятных факторов формирования крупного Cu-Mo-порфирового месторождения. По поводу последнего особо следует отметить полиритмичное развитие рудоносного порфирового комплекса, когда каждый порфировый ритм сопровождался проявлением рудно-метасоматических процессов.

Cu-Mo-порфировые месторождения, магматические комплексы, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение, изотопия S, месторождение Эрдэнэтуин-Обо, Монголия.

**THE ERDENETIYN-OVOO PORPHYRY Cu-Mo DEPOSIT, NORTHERN MONGOLIA:
⁴⁰Ar/³⁹Ar GEOCHRONOLOGY AND FACTORS OF LARGE-SCALE MINERALIZATION**

V.I. Sotnikov, V.A. Ponomarchuk, D.O. Shevchenko, and A.P. Berzina

⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology shows that the formation of the Erdenetiyn-Ovoo porphyry Cu-Mo deposit in Northern Mongolia related to the Erdenet ore-bearing porphyry complex was preceded by multistage gabbro-granitoid magmatism in the region, which produced the 258.6 ± 3.3 and 247 ± 3.7 Ma Selenga granitoids and the 244.6 ± 1.0 – 239.3 ± 1.4 Ma Shivota complex. The ore-bearing porphyry complex underwent a rhythmic evolution. The main mineralization stage was associated with porphyry magmatism of the first (234.6 ± 1.7 Ma) and second (225.3 ± 1.0 – 220.3 ± 5.8 Ma) pulses. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of sericite from metasomatic rocks of the main mineralization stage is 235.8 ± 1.9 Ma. Intrusives of different ages (dated on accessory apatite) and early high-temperature products of ore formation (on anhydrite) have low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of 0.70393–0.70437 corresponding to the mantle values. Mantle sources are likewise indicated by δ³⁴S of sulfides which approach the chondrite norm. Repeated magmatism and mineralization in the Erdenet region provided favorable conditions for the formation of a large porphyry Cu-Mo deposit. Especially important was the rhythmic development of the ore-bearing porphyry complex in which each rhythm was accompanied by mineralization and metasomatism.

Porphyry Cu-Mo mineralization, intrusive complexes, ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios, S isotopy, Erdenetiyn-Ovoo porphyry Cu-Mo deposit, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Cu-Mo-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо, являющееся одним из крупнейших в Центральной Азии, постоянно привлекало внимание геологов с различных позиций, в том числе и в отношении возраста его формирования. На настоящее время имеются довольно многочисленные K-Ar датировки магматических пород, развитых в рудном районе, включая порфировые образования (штоки, дайки), с которыми традиционно связывается проявленное на месторождении штокверковое оруденение. K-Ar определения, находящиеся, как правило, в широком диапазоне возрастов даже для однотипных породных ассоциаций и зачастую не согласующиеся с выявленной геологической последовательностью формирования пород, не позволяют в полном объеме восстановить геохронологическую историю развития магматических и рудно-метасоматических процессов в рудном районе. Это обусловлено сложной геологической ситуацией в крупных Cu-Mo-порфировых рудных узлах, когда многоимпульсное проявление магматизма и сопровождающих его рудно-метасоматических процессов в ограниченном геологическом про-

странстве приводит к существенным термофлюидным преобразованиям ранее сформированных породных ассоциаций. Как было показано авторами на примере Сорского (Кузнецкий Алатау) и Аксугского (Северо-Восточная Тува) среднепалеозойских Cu-Mo-порфировых рудных узлов [1, 2], корректные возрастные характеристики для подобных образований могут быть получены только путем максимально полного восстановления геохронологической эволюции всех проявившихся здесь эндогенных событий. С этих позиций перспективным является использование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа, результаты которого, полученные для Эрдэнэтского рудного узла, обсуждаются ниже.

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО И ИМЕЮЩИЕСЯ ПО РАЙОНУ K-Ar И Rb-Sr ДАТИРОВКИ

Эрдэнэтский рудный узел (рис. 1) локализован в крупном одноименном массиве гранитоидов, прорывающих пермскую вулканогенную толщу и относящихся к селенгинскому комплексу. Среди гранитоидов встречаются блоки ранних габброидных пород, обычно относимых к ранней фазе комплекса. Центральная часть массива сложена в основном гранодиоритами, граносиенитами, субщелочными плагиогранитами. Породы комплекса в пределах рудного узла вследствие неоднократных тектонических деформаций и влияния рудно-метасоматических процессов претерпели заметные преобразования.

Прожилково-вкрапленная рудная минерализация на месторождении Эрдэнэтуин-Обо [3—5] сосредоточена в зонах гидротермально измененных пород (калишпатизация, кварц-серицитовое изменение, окварцевание, пропилитизация). Пространственно она тяготеет к штокам порфировых пород, распространяясь во вмещающие гранитоиды на 300—500 м. Оруденение по единичным скважинам прослежено на глубину до 1000 м. Руды существенно медные ($\text{Cu}/\text{Mo} = 30—50$).

При ранних исследованиях [6—8 и др.] в Орхон-Селенгинском прогибе порфиры, которые считаются рудоносными образованиями, рассматривались как заключительная фаза селенгинского интрузивного комплекса, породные составляющие которого относились к монцодиорит-сиенит-гранит-порфировой формации [6] и адамеллит-граносиенит-порфировой субформации [7]. В различных работах возраст селенгинского комплекса оценивался как позднепалеозойский [8, 9], пермотриасовый [10] или раннемезозойский [11, 12]. K-Ar возраст формации, по данным А.С. Павленко [7], 247 млн лет, по данным О. Томуртоого [13] от 245 до 226 млн лет. Для граносиенит-гранитовых массивов селенгинского комплекса Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий [14] приводят K-Ar датировки на уровне 256—226 млн лет. По гранитоид-

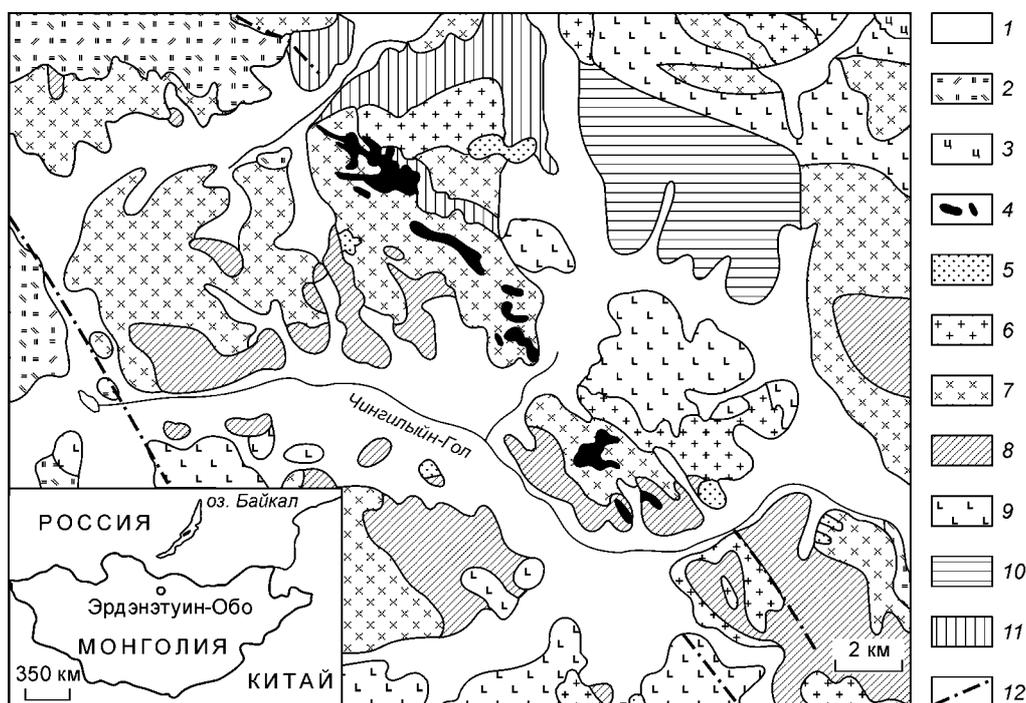


Рис. 1. Схема геологического строения рудного района Эрдэнэтуин-Обо.

1 — четвертичные образования; 2 — трахиандезитовая толща с телами трахириолитов, $T_3—J_1$; 3 — трахиандезит-базальтовая серия, $P_2—T_1$; 4 — эрдэнэтский рудоносный порфировый комплекс; 5—8 — селенгинский комплекс: 5 — сиенограниты третьей фазы, 6 — монцограниты, 7 — гранодиориты второй фазы, 8 — габбро-диориты и монцодиориты первой фазы; 9 — базальт-андезит-риолитовая серия, P ; 10, 11 — породы складчатого фундамента: 10 — метаморфические, 11 — интрузивные; 12 — разломы.

дам Эрдэнэтской поперечной структуры чешскими геологами (Я. Ваца и др.) были получены К-Аг возрасты, составляющие 245—230 млн лет [15]. В целом для всех приведенных К-Аг датировок характерен довольно широкий диапазон возрастных значений, находящихся в интервале P_2 — T_3 . Аналогичные данные по селенгинским гранитоидам, отобранным непосредственно в пределах Эрдэнэтского рудного узла, были получены и авторами: по 21 анализу К-Аг методом датировки варьируют от 266 до 214 млн лет [16]. По Rb-Sr изохроне, построенной по 7 образцам гранитоидов, получен возраст 280 ± 14 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70403 \pm 5$.

Гранитоидные интрузии селенгинского комплекса в Орхон-Селенгинском прогибе прорывают весь разрез пермской хануйгольской серии. В то же время в ряде районов отмечается перекрытие селенгинских гранитоидов вулканитами трахиандезитобазальтовой серии P_2 — T_1 . Налегание последних на размытую поверхность Бургалтуингольского гранитного массива селенгинского комплекса отмечено восточнее Эрдэнэтской поперечной структуры в бассейне р. Бургалтуин-Гол [15]. Непосредственно в пределах самой Эрдэнэтской структуры в районе гор Шара-Чулут и Цаган-Чулут на размытой поверхности гранитоидов Эрдэнэтского массива с валунными конгломератами и галькой в основании залегают трахиандезиты Бугатской мульды поздне триасового возраста.

Гранит-граносиенитовой ассоциации селенгинского комплекса предшествует габбро-сиенитовая ассоциация (комагматичная основным вулканитам поздней перми), К-Аг возраст которой составляет 268—242 млн лет [14]. В.П. Арсентьевым и Г.К. Еникеевым [15] близкая к последней по составу габбро-монцонитовая ассоциация (в сочетании с более поздней граносиенит-гранитовой) была выделена в шивотинский комплекс. Основанием для выделения этого комплекса (наряду с определенной петрогеохимической спецификой пород) явился более молодой геологический возраст включаемых в него магматических образований. Интрузивы шивотинского комплекса прорывают трахиандезитобазальтовую толщу P_2 — T_1 , залегающую с размывом на гранитоидах Бургалтуингольского массива селенгинского комплекса. Возраст этих интрузивов был условно принят как позднепермский—раннетриасовый по аналогии с вмещающей вулканогенной толщей.

Проведенные авторами детальные исследования Эрдэнэтского рудного узла позволили (в отличие от существовавших на то время представлений о порфириновых образованиях как проявлениях заключительной фазы интрузий селенгинского комплекса) обосновать петрогенетическую автономность рудоносных порфиров и выделить их в качестве самостоятельного эрдэнэтского магматического комплекса, продуцирующего медно-молибденовое оруденение в районе [4, 17, 18]. В эволюции рудоносного порфиривого магматизма были выделены три ритма, каждый из которых состоит из нескольких фаз внедрения и в целом сопровождается проявлением однотипных рудно-метасоматических образований. От раннего ритма к поздним уменьшаются объемы порфиров, метасоматических преобразований и масштабы оруденения. Впоследствии С.П. Гавриловой с соавторами [5] в Эрдэнэтском рудном узле выделены уже пять поколений порфиров.

Авторами статьи для выделенных ими трех ритмов порфиров по пороодообразующим минералам (биотит, полевой шпат) были получены [16] К-Аг датировки: 253—223 (порфиры I), 234—212 (порфиры II) и 212—203 (порфиры III) млн лет. Для широко развитых на месторождении Эрдэнэтуин-Обо пострудных даек трахиандезитовых порфиритов возрастные значения составляют 182—177 млн лет (К-Аг метод, полевой шпат). Полученный по образцам разнотипных пород порфириновых ритмов Rb-Sr методом изохронный возраст равен: для порфиров I — 253 ± 18 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70416 \pm 12$; для порфиров II — 221 ± 14 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70412 \pm 8$. На этом основании возраст эрдэнэтского порфирикового комплекса оценивался как триасовый.

На расположенном южнее месторождения Эрдэнэтуин-Обо Cu-Mo-порфириновом рудопроявлении Шанд рудоносные порфиры и рудная зона перекрыты песчано-конгломератовой пачкой нижней части разреза осадочно-вулканогенной толщи, которая содержит флористические остатки среднего—верхнего триаса [15]. В.М. Холод в керне скважин в составе конгломератов обнаружил рудную гальку, а в их цементе — новообразования пирита. Последний факт послужил для П.В. Коваля [19] одним из оснований для „омоложения“ порфириновой ассоциации Эрдэнэтского района и тесной связи ее во времени с триас-нижнеюрскими вулканитами. Он считает, что „массивы ассоциации, как правило, сопутствуют полям триас-нижнеюрских трахит-трахибазальт-трахиандезитовых толщ, располагаясь по их периферии и в непосредственной близости к ним“ (с. 183).

В этом варианте эрдэнэтский порфириновый комплекс значительно расширяется по объему за счет включения в него пострудных порфириновых образований, довольно широко распространенных как непосредственно на площади месторождения, так и в рудном районе в целом. Представлены они многочисленными дайками трахитовых и трахиандезитовых порфиритов преимущественно субмеридиональной и северо-северо-восточной ориентировки (в отличие от преобладающего северо-западного направления порфириновых штокообразных тел и даек, с которыми ассоциирует штокверковое медно-молибденовое оруденение). К подобным образованиям относятся также пострудный некк риолитов и трахириолитов,

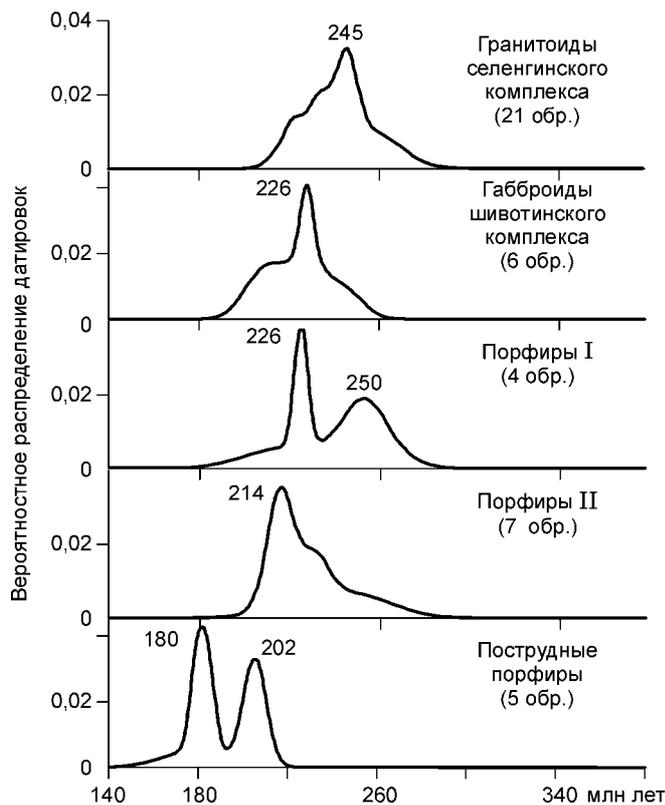


Рис. 2. Относительное вероятностное распределение К-Аг возрастов (по минералам) в различных типах пород Эрдэнэтского рудного узла.

прорывающий штокообразное тело гранодиорит-порфиров на севере месторождения и, очевидно, единичные субширотные дайки сиенитодiorитовых порфиров в его юго-западной части. Для пострудных даек трахиандезитовых порфиров по полевым шпатам нами были получены К-Аг датировки: 178 ± 10 , 177 ± 3 и 182 ± 3 млн лет [16], а для нека риолитов и трахириолитов — 185 ± 1 млн лет [4].

Следует отметить, что в рудном районе и непосредственно на самом месторождении в связи с этими пострудными порфировыми образованиями часто отмечается кварц-серицит-пиритовое изменение вмещающих пород. Последнее особенно характерно для штокообразных тел брекчий, где такие магматиты являются цементирующим материалом. Однако при значительном проявлении пирита (до крупных гнездовых скоплений) в зонах этих брекчий Cu-Mo минерализация в них не фиксируется. Характерно, что такие пириты отличаются от пи-

ритов рудообразующего процесса более высокими значениями $\delta^{34}\text{S}$: соответственно 3—5 и $-1,5 \dots 1,0$ ‰ [20]. Судя по полученной величине $\delta^{34}\text{S}$ (3,3 ‰), можно предполагать, что к таким пострудным образованиям относится и пирит, развитый в цементе конгломератов на рудопроявлении Шанд.

Подобные зоны кварц-серицитового изменения с развитием пирита довольно часто встречаются в Эрдэнэтском районе в полях трахиандезит-трахиандезитобазальтовых и трахириолитовых толщ поздне-триасового возраста [15]. Так, на участке Цаган-Чулут, фактически являющемся северо-западным продолжением месторождения Эрдэнэтуин-Обо, в триасовых эффузивах (нижняя пачка — трахиандезиты и трахибазальты, верхняя — трахириолиты, лавобрекчии и туфы), перекрывающих гранитоиды селенгинского комплекса, широко проявлены зоны интенсивного дробления, окварцевания, серицитизации, каолинизации, алунизации, местами пиритизации с крайне низкими содержаниями Cu (обычно на уровне 0,001 %). На участке Могойн-Гол (верховье одноименной реки) среди вулканогенных образований могодской свиты (T_3-J_1) встречаются поля монокварцитов с кварц-серицитовыми и кварц-каолиновыми породами, несущими местами рассеянную вкрапленность пирита. Содержание Cu в них составляет 0,001—0,02 %. Интенсивно окварцованные (до кварцитов) субвулканические риолиты и гидротермально измененные лавовые образования андезит-дацитового состава поздне-триасового—раннеюрского возраста развиты в районе участка Цзоухийн-Гол и на других площадях центральной части Орхон-Селенгинского прогиба [4]. Проведенные на подобных участках поисково-оценочные работы показали их бесперспективность на Cu-Mo оруденение.

Все данные (43 анализа), полученные ранее авторами [16] для Эрдэнэтского рудного узла К-Аг методом, приведены на диаграммах распределения вероятностной плотности датировок (рис. 2). Такие диаграммы базируются на представлении индивидуальных возрастов в виде гауссовского распределения [21]. Кривая, образующаяся при суммировании гауссовских распределений, дает представление об относительной вероятности значений датировок в соответствующем возрастном интервале. Количество проявившихся пиков на кривой распределения и общая ширина интервала являются отражением возрастной неоднородности исследуемой выборки (в рассматриваемом случае как следствие наложенных эндогенных процессов и присутствия ксеногенного материала).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО

В свете имевшихся К-Аг и Rb-Sr данных неожиданным оказалось опубликованное в 1998 г. [22] определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста месторождения Эрдэнэтуин-Обо по серициту — $207,4 \pm 2,5$ млн лет,

Аргон-аргоновый возраст минералов из пород Эрдэнэтского рудного района

№ п/п	№ образца	Минерал	Возраст по всем ступеням, млн лет $\pm 2\sigma$	Возраст плато		Изохронный возраст			Возраст по редуцированному плато (^{39}Ar , %)	C/K
				млн лет $\pm 2\sigma$	выделенный ^{39}Ar , %	млн лет $\pm 2\sigma$	СКВО	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_0$		
1	S-287	Биотит	252,2 \pm 2,6	258,6 \pm 3,3	92	256 \pm 1,4	4,7	277,6 \pm 3		0,020
2	S-07306	»	245,2 \pm 1,6	247,2 \pm 3,7		249 \pm 1,9	1,1	322 \pm 19		0,019
3	S-1007	Плагиоклаз	207,9 \pm 1,9			208,3 \pm 1,3	7,4	293 \pm 2		0,0039
4	S-1007	Биотит	205,7 \pm 0,7						240,9 \pm 0,7 (27)	0,013
5	S-10186	»	238 \pm 0,9	245,8 \pm 2,6	74,8	245 \pm 0,9	1,7	301 \pm 10		0,016
6	S-10186	Плагиоклаз	213,4 \pm 1,1	214,5 \pm 1	93	211 \pm 2	4,6	304 \pm 5		0,0047
7	S-10406	Амфибол	247,4 \pm 2,5	244,6 \pm 1	80,3	241,6 \pm 1,3	0,61	295,6 \pm 2		0,31
8	S-1040a	»	239,4 \pm 2,2	239,3 \pm 1,4	96	239,1 \pm 2	1	294,8 \pm 1,5		0,048
9	S-1040a/1	»	240,6 \pm 4,1			232,9 \pm 3	1,0	309 \pm 6	234,2 \pm 2,5 (79)	0,069
10	S-1040/1	»	226,9 \pm 2,3	234,7 \pm 1,7	76	235,6 \pm 2,9	5,5	287 \pm 3	234,1 \pm 3 (76,1)	0,2
11	S-1040/2	»	230 \pm 9,8	229,8 \pm 7	97	229,2 \pm 7,2	0,55	293,5 \pm 3		0,10
12	S-1040/3	»	235,8 \pm 2,2			231,9 \pm 2,5	7,3	300 \pm 3	240,2 \pm 2,4 (46)	0,097
13	S-1040/4	»	216,5 \pm 1,1			218,3 \pm 5,6	0,22	314 \pm 33	221,5 \pm 1,1 (46)	0,0062
14	S-1058к	»	237 \pm 0,6	234,6 \pm 1,7	79,3	234,1 \pm 1,1	7,3	297 \pm 1		0,030
15	S-04036	Плагиоклаз	251,2 \pm 1,8	251,8 \pm 3,6	90	249,0 \pm 1,6	2,2	311,8 \pm 2		0,0064
16	S-269a	Серицит	234,4 \pm 0,6	235,8 \pm 1,9	62,6	234,8 \pm 1,8	1,7	297 \pm 23		0,0047
17	S-1005г	Плагиоклаз	227,3 \pm 3,2						222,8 \pm 4,2	
18	S-0417	КПШ	216,3 \pm 3	222,5 \pm 1,8	50,9	219,7 \pm 1,2	4,9	294,6 \pm 1		0,004
19	S-0423	Плагиоклаз	216,9 \pm 0,8			229,2 \pm 0,5	16	262,5 \pm 1	228 \pm 0,5 (58)	0,0035

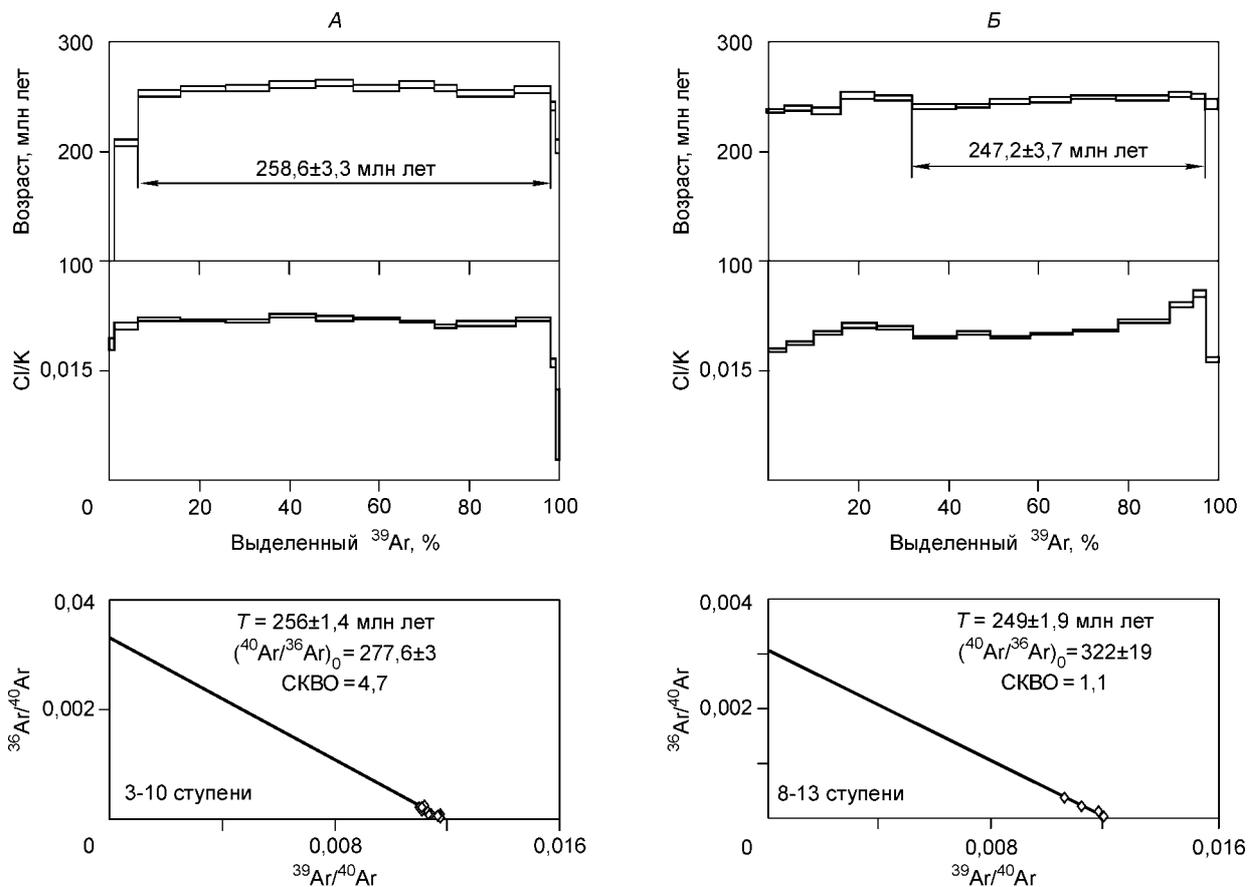


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, C/K спектры и изохронная диаграмма биотита S-287 (А), S-07306 (Б).

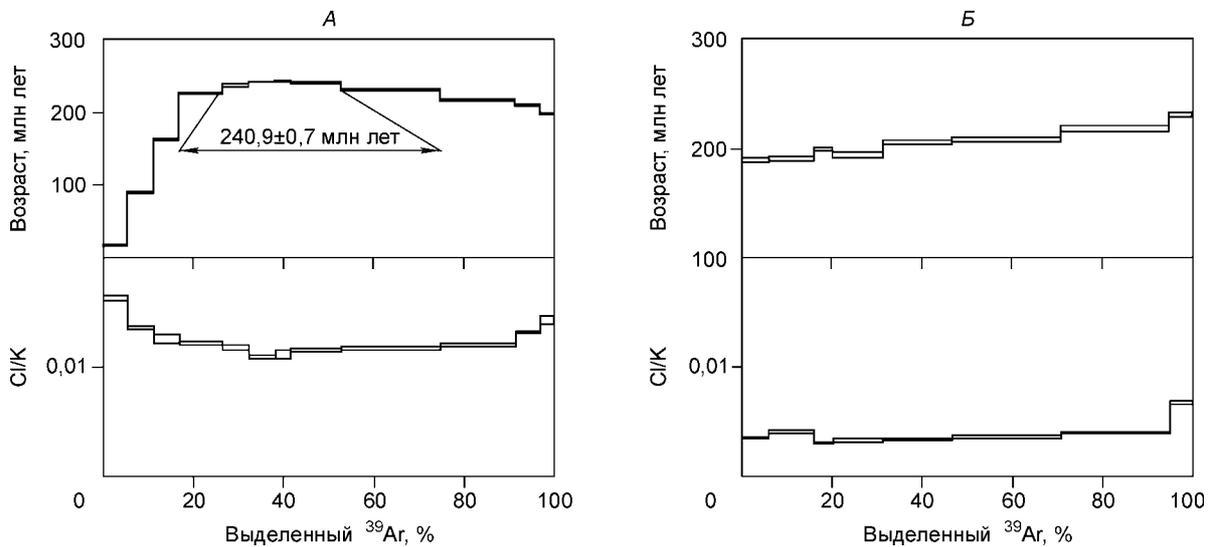


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K спектры обр. S-1007: биотита (А), плагиоклаза (Б).

находящееся в диссонансе с большинством датировок по наиболее продуктивным ритмам рудоносного порфиривого комплекса, а также с возрастом руд, полученным И.В. Чернышевым по галениту поздней минеральной ассоциации — 240 млн лет [15]. Тем более, что позднее были получены Re-Os датировки по молибденитам — $240,7 \pm 0,8$ и $240,4 \pm 0,8$ млн лет [23]. Такая противоречивость радиологических данных, а также появившиеся в последнее время предположения о возможной связи рассматриваемого Cu-Мо-порфиривого оруденения с развитием пермотриасового Сибирского суперплюма [24] стимулировали продолжение изотопно-геохронологических исследований в Эрдэнэтском рудном районе.

Проведенным авторами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием (табл.1) охвачены наиболее развитые на месторождении и в рудном районе интрузивные и метасоматические образования. Селенгинские гранитоиды охарактеризованы пробами S-287 и S-07306, взятыми на удалении от месторождения. Проба S-287, отобранная за пределами месторождения из каменного карьера около г. Эрдэнэт, представлена существенно биотитовыми гранодиоритами главной фазы селенгинского комплекса. На $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре биотита из этих пород отчетливо выделяется возрастное плато (92 % выделенного ^{39}Ar) со значением $258,6 \pm 3,3$ млн лет (рис. 3), близким к изохронному возрасту — $256,0 \pm 1,4$ млн лет. По сумме всех ступеней (аналог K-Ar возраста) рассчитанный возраст составляет $252,2 \pm 2,6$ млн лет. Более сложный характер имеет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр биотита S-07306 (граносиениты в долине р. Худжуртин-Гол, в 10—12 км северо-западнее месторождения Эрдэнэтуин-Обо), для которого в изохронных координатах получена датировка $249,7 \pm 1,9$, а по возрастному плато $247 \pm 3,7$ млн лет (см. рис. 3).

Были проанализированы также селенгинские гранитоиды, развитые на площади месторождения. Проба гранодиоритов S-1007 отобрана из керна скв. 10118 на глубине 580—600 м. На этом интервале среди гранитоидов встречаются мономинеральные калишпатовые жилки до 20—30 см, швы пирита и редкие маломощные (1—2 мм) прожилки кремовой фельзитовой породы, по составу аналогичной трахириолитам пострудного некка, прорывающего на северо-западном фланге месторождения гранодиорит-порфиристый шток и развитые в нем рудно-метасоматические образования. Здесь же отмечаются участки брекчированных гранитоидов, где эта кремовая порода составляет цементирующий материал. Выше по скважине (560—500 м) количество прожилков такой породы и их мощность увеличиваются, что, очевидно, свидетельствует о довольно широком развитии ее в районе скважины. По скважине постоянно встречаются пострудные дайки трахиандезитовых порфиритов мощностью до 3—5 м. Широко проявлены зоны пострудного брекчирования и интенсивной трещиноватости со следами супергенного изменения вмещающих пород.

Такая сложная геологическая ситуация на данном участке с пространственным совмещением разновозрастных процессов сказалась на результатах $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования гранитоидов S-1007, что отразилось на конфигурации полученных спектров биотита и полевого шпата (рис. 4). Выделить возрастное плато на этих спектрах не представляется возможным. По редуцированному плато (27 % выделенного ^{39}Ar) в среднетемпературной части спектра биотита возраст составляет $240,9 \pm 0,7$ млн лет (верхней короткой ступени соответствует уровень 250 млн лет). С ростом температуры этот спектр приобретает вид „лестницы вниз“, что часто отмечается при анализе пород, испытавших гидротермальное

Рис. 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K , Cl/K спектры и изохронная диаграмма амфибола S-1058к.

воздействие [25, 26]. Возраст по сумме всех ступеней спектра биотита составляет $205,7 \pm 0,7$ млн лет, что близко к изохронному возрасту ($208,3 \pm 1,3$ млн лет) полевого шпата из этой же пробы, полученному также с учетом всех ступеней.

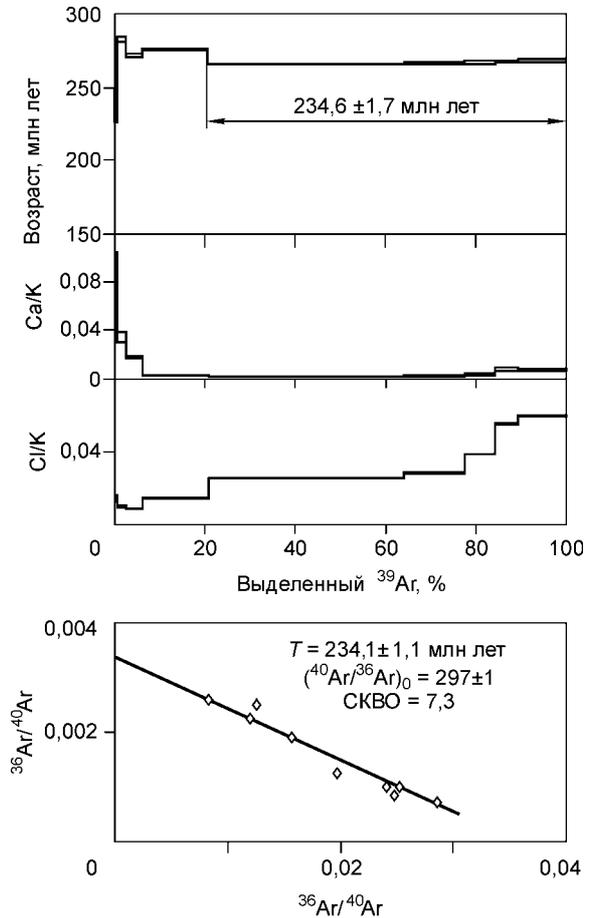
Более интерпретируемы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры биотита и плагиоклаза гранитоидов пробы S-10186, отобранной из керна скв. 10113 на интервале 180—185 м. Общая геологическая ситуация на этом участке по сравнению с районом скв. 10118 менее сложная. В частности, здесь не встречены пострудные магматические образования, а рудно-метасоматические образования представлены редкими маломощными кварц-серицитовыми и сульфидными прожилками. Слабее проявлена и калишпатизация, хотя местами метасоматический калишпат развит во всем объеме гранитоидов. На $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре биотита отчетливо выражено возрастное плато $245,8 \pm 2,6$ млн лет (80 % ^{39}Ar). В изохронных координатах по этим же ступеням возраст составляет $245 \pm 0,95$ млн лет, что сопоставимо с датировкой селенгинских граносиенитов S-07306 (по плато — $247,2 \pm 3,7$; по изохроне — $249 \pm 1,9$ млн лет), развитых на удалении от месторождения в долине р. Худжуртин-Гол. В то же время, если для последних пород рассчитанный возраст по сумме всех ступеней спектра составляет $245,2 \pm 1,6$ млн лет, то для плагио-

клаза гранитоидов S-10186 это значение ниже, $238 \pm 0,9$ млн лет (за счет снижения низкотемпературной части спектра, обусловленной влиянием наложенных термальных процессов). Характерно, что для полевого шпата S-10186 были получены датировки: по возрастному плато — $214,5 \pm 1,0$ (93 % ^{39}Ar) и по изохроне — 211 ± 2 млн лет. Судя по геологической ситуации в районе скв. 10113, омоложенные датировки могли быть обусловлены влиянием более поздних процессов (в частности, калишпатизации).

Для суждения о возрасте габброидов ранней фазы селенгинского комплекса, которые обычно встречаются в районе месторождения Эрдэнэтуин-Обо в виде заметно преобразованных останцев и ксенолитов среди гранитоидов, геологически достоверных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектров не было получено. В районе с этими габброидами по возрасту иногда сопоставляются габбронориты Номгонского массива, для которых получена Sm-Nd изохрона, отвечающая возрасту 256 ± 21 млн лет [27].

Для эрдэнэтского рудоносного порфирового комплекса получены две группы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок, соответствующие порфировым образованиям первого и второго ритмов. Порфиры I представлены пробами S-1058к (участок Промежуточный, скв. 908) и S-04036 (карьер, горизонт 1520 м). На спектре амфибола S-1058к (рис. 5) выделяется возрастное плато со значением $234,6 \pm 1,7$ млн лет (79,3 % выделенного ^{39}Ar), а по сумме всех ступеней — $237,0 \pm 0,6$ млн лет. Возраст по изохроне — $234,1 \pm 1,1$ млн лет при СКВО = 7,3. Из пробы S-04036 анализировались порфировые выделения плагиоклаза, для которых местами отмечается резорбция основной массой (в породе присутствуют также „оплавленные“ зерна кварца). На $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре плагиоклаза выделяется возрастное плато $251,8 \pm 3,6$ млн лет (90 % ^{39}Ar); возраст по изохроне — $249,0 \pm 1,6$, а по всем ступеням — $251,2 \pm 1,8$ млн лет. Такое резкое отклонение возраста плагиоклаза от датировки порфиоров I по амфиболу S-1058к, очевидно, связано с его ксеногенной природой. Подобная ситуация была зафиксирована нами на Си-Мо-порфировом месторождении Жирекен в Восточном Забайкалье [28], где при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасте основной массы гранит-порфиоров около 158 млн лет вкрапленники калишпата, имеющие признаки ксеногенного материала, показали возраст на уровне 162—163 млн лет.

Для оценки возрастного положения главного этапа рудно-метасоматических процессов на месторождении Эрдэнэтуин-Обо, связанных с развитием порфиоров первого ритма [5, 15, 18], анализировался серицит (S-269a) из зоны интенсивного кварц-серицитового изменения штока гранодиорит-порфиоров I в



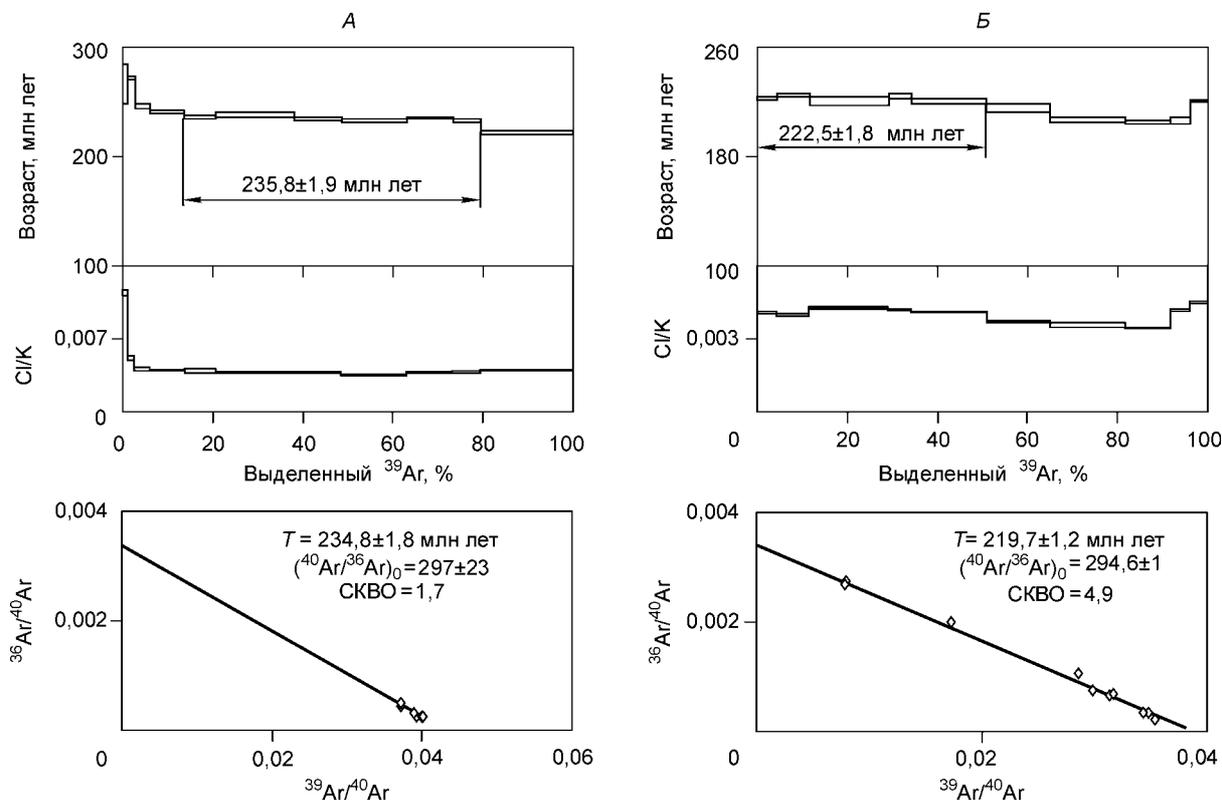


Рис. 6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, C/K спектры и изохронная диаграмма серицита S-269а (А), калий-полевого шпата S-0417 (Б).

центральной части рудного штокверка (рис. 6). Возраст составляет: по возрастному плато — $235,8 \pm 1,9$ (62,6 % ^{39}Ar); по изохроне — $234,8 \pm 1,8$; по сумме всех ступеней — $234,4 \pm 0,6$ млн лет, что хорошо согласуется с датировкой самих порфиров первого ритма.

На $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектрах полевых шпатов S-1005г, S-0417 и S-0423 из порфировых образований второго ритма выделяются возрастные плато со значениями возрастов: соответственно $220,3 \pm 5,8$ (80 % ^{39}Ar), $222,5 \pm 1,8$ (50,9 % ^{39}Ar) и $225,3 \pm 1,0$ (58,9 % ^{39}Ar) млн лет. Аналогичная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка получена для порфиров S-0417 и по амфиболу — $220,2 \pm 5,6$ млн лет.

Севернее месторождения Эрдэнэтуин-Обо на правобережье р. Селенга закартирован массив габброидов, относимых к шивотинскому комплексу [11]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом продатированы несколько разновидностей пород из этого массива. Наиболее древняя датировка получена по крупным (до 3—5 см) шестоватым кристаллам амфибола (S-1040б) из пегматоидных выделений среди крупнозернистых габброидов: $244,6 \pm 1,0$ млн лет по возрастному плато (80,3 % выделенного ^{39}Ar), $241,6 \pm 1,3$ млн лет по изохроне и $247,4 \pm 2,5$ млн лет по сумме всех ступеней. Близкой к ней датировкой характеризуется амфибол S-1040а из вмещающих амфиболовых габброидов: $239,3 \pm 1,4$ (по плато), $239,1 \pm 2,0$ (по изохроне), $239,4 \pm 2,2$ (по всем ступеням) млн лет (рис. 7). Для магнитоотсепарированного из последней пробы слабо осветленного амфибола S-1040а/1 (с повышенной долей актинолитового минала) определен более молодой возраст: по возрастному плато — $234,2 \pm 2,5$ млн лет (79 % ^{39}Ar), по изохроне — $232,9 \pm 3$ млн лет (см. рис. 7), которые близки к $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту порфиров первого ритма и гидротермальной серицитизации главного этапа рудообразования на месторождении Эрдэнэтуин-Обо. Такие же „омоложенные“ датировки были получены по преобразованному в разной степени амфиболу S-1040/1 и S-1040/2 из биотитсодержащих амфиболовых габброидов, встречающихся в этом массиве: $234,7 \pm 1,7$ (80 % ^{39}Ar) и $229,8 \pm 7$ (97 % ^{39}Ar) по возрастному плато. Близка к ним датировка амфибола S-1040/3 ($231,9 \pm 2,5$ млн лет по изохроне) из этих же пород. Еще более „омоложен“ ($218,3 \pm 5,6$ млн лет по изохроне) амфибол S-1040/4.

При случайном выборе любого из приведенных выше амфиболов полученная по нему $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка вполне может быть принята в качестве геохронологической характеристики габброидов шиво-

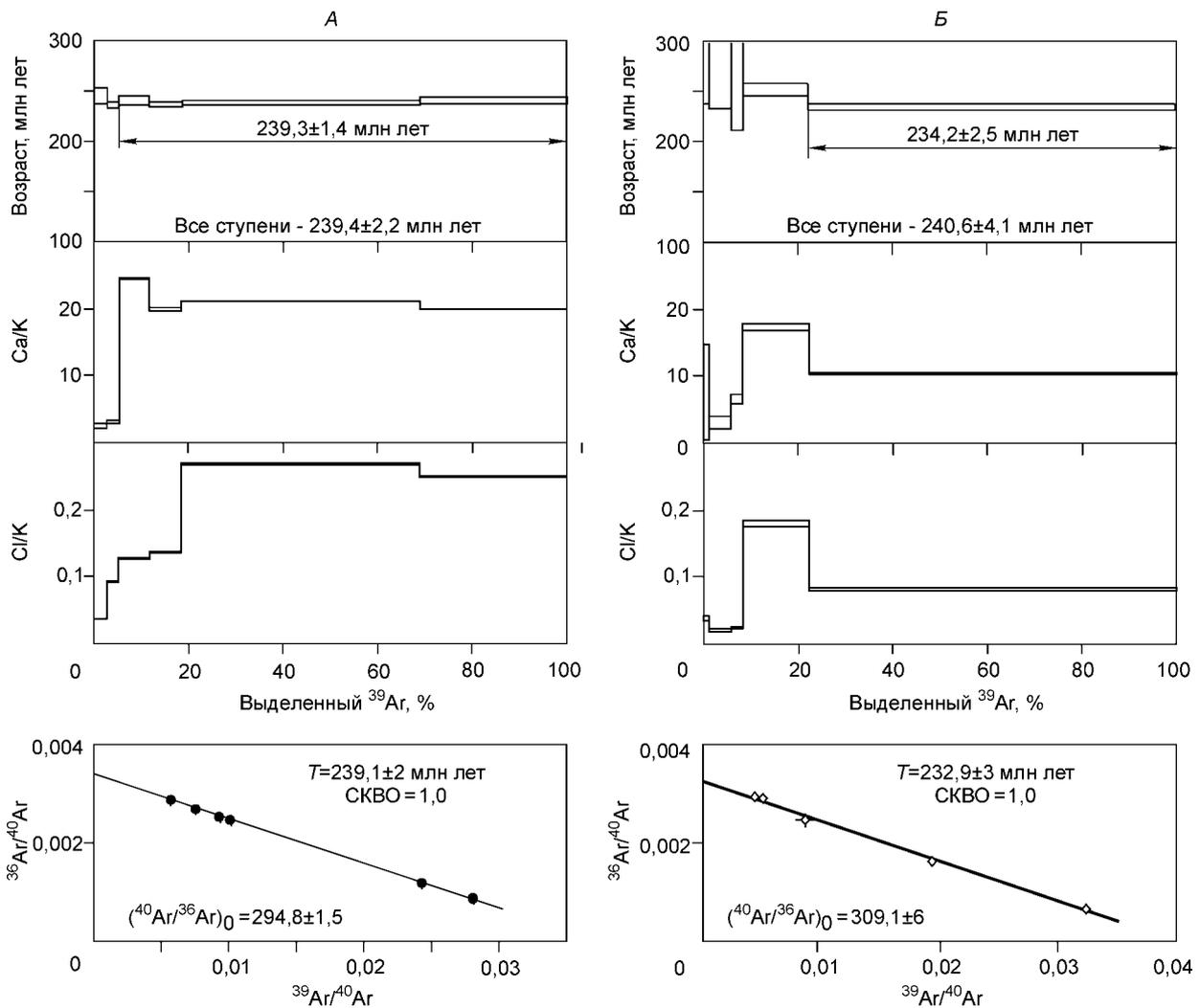
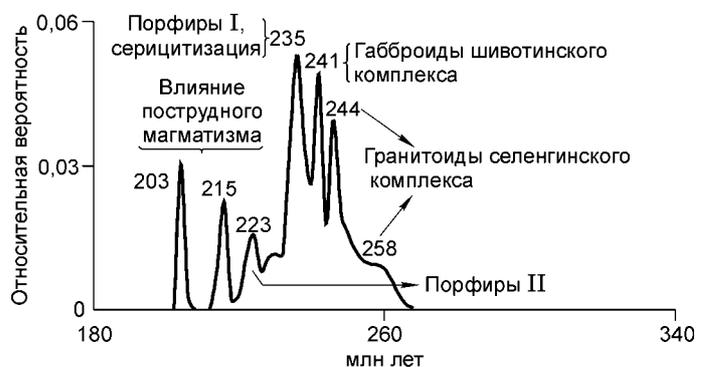


Рис. 7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K, Cl/K спектры и изохронная диаграмма амфиболов S-1040a (А), S-1040a/1 (Б).

тинского комплекса. Однако общий возрастной интервал, установленный по одноименным минералам из этого массива, достигает около 20 млн лет при относительно малых погрешностях индивидуальных датировок. Появление подобных датировок обусловлено, очевидно, влиянием на габброиды более поздних эндогенных процессов, с которыми, в частности, связана широко проявленная в районе Cu-Mo-порфировая минерализация. В этом случае среднестатистическая датировка не имеет геологического смысла.

Так как амфиболы отбирались из разных мест одного массива, то отмеченные факты свидетельствуют о дифференцированном влиянии наложенных процессов как в пространстве, так и во времени. Возникающую при этом геохронологическую неоднородность удастся зафиксировать только сочетанием тонких петрографических, микроминералогических и изотопных исследований, которые оказались определяющими при интерпретации данных по амфиболом габброидов шивотинского комплекса. Рассматривая последние в контексте приведенной выше последовательности эндогенных процессов в Эрдэнэтском

Рис. 8. Относительное вероятностное распределение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов (по минералам) в различных типах пород Эрдэнэтского рудного узла.



рудном узле, приходим к выводу, что 240 млн лет — минимальный возраст образования габброидов шивотинского комплекса.

Многоимпульсный характер проявления магматизма в Эрдэнэтском рудном районе хорошо иллюстрируется диаграммой распределения вероятностной плотности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок (рис. 8), построенной по методике [21]. На ней в отличие от подобных К-Аг диаграмм эти „возрастные“ импульсы магматизма фиксируются более отчетливо. В целом по возрастным значениям все магматические образования Эрдэнэтского района хорошо синхронизируются с проявлением пермотриасового магматизма в областях влияния Сибирского суперплюма (255—225 млн лет) [29] и мантийного плюма в Северной Монголии (265—230 млн лет) [30].

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДШЕСТВЕННИКИ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

В результате детального $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Сорского (Кузнецкий Алатау) и Аксугского (Северо-Восточная Тува) Си-Мо-порфировых рудных узлов в Алтае-Саянской складчатой области, их металлогенических и геохимических исследований [1, 2] была выявлена существенная роль магматических и рудно-метасоматических предшественников в формировании крупномасштабного оруденения. Более древние медные рудопроявления зафиксированы также в рудном узле крупнейшего Си-порфирового месторождения Чимборозо, Чили [31]. Ранние широко распространенные на месторождении интрузивные образования датируются возрастом 59—52 млн лет. В пределах этого рудного узла отмечены рудопроявления с возрастом 196 ± 7 ; $74,0 \pm 2$; $76,9 \pm 1,2$ млн лет, а также порфировые породы с возрастом 290 ± 4 млн лет. Время проявления магматизма и рудообразования на месторождении Чимборозо оценивается интервалом 38,7—37,9 млн лет.

Подобная же ситуация отмечается и для Эрдэнэтского рудного района, где разнотипная медьсодержащая (обычно с Мо) минерализация проявляется в связи с разновозрастным магматизмом. Для всех пермских магматических образований центральной части Орхон-Селенгинского прогиба характерно повышенное содержание меди [32]. В раннепермских трахибазальтах и трахиандезитах количество Си достигает 60 г/т, а в субщелочных габброидах, ассоциирующих с позднепермскими трахибазальтами, до 200 г/т [14]. В последних встречаются участки с развитием медьсодержащей сульфидной минерализации. В породах габбро-сиенитовой ассоциации содержание Мо доходит до 3 г/т (в редких случаях до 5 г/т) [32]. Такая обогащенность медью пород последней ассоциации послужила даже основанием для предположения о их определяющей роли в качестве источника этого компонента при формировании медно-молибденового оруденения [32]. Конечно, для последнего заключения нет достаточного основания, но подобная геохимическая специфика пермских магматических образований является, очевидно, отражением ранних металлогенических процессов, благоприятствующих развитию более позднего крупномасштабного оруденения. В этом же плане следует отметить имеющееся в районе медно-никелевое оруденение в расслоенных габброноритах Номгонского массива, датируемых на уровне 256 ± 21 млн лет [27], а также медно-скарновую и жильную кварц-пирит-халькопиритовую минерализацию, связанную с гранитоидами селенгинского комплекса [4, 33].

В районе месторождения Эрдэнэтуин-Обо, как и в пределах всего Орхон-Селенгинского прогиба, широко развиты проявления самородной меди в кварц-эпидотовых телах, а также в зонах окварцованных и эпидотизированных пермских и триасовых андезитовых, трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов и их туфогенных образований [4, 33]. На рудопроявлениях самородной меди постоянно отмечается относительно повышенное содержание молибдена (на рудопроявлении Мэчи-Ула — 0,0015 % Мо; на рудопроявлениях юго-восточнее г. Булган — до 0,003—0,005 % Мо и т. д). Молибден также является характерной примесью самой самородной меди. Следует отметить, что западнее в районе хр. Хан-Хухэй минерализация самородной меди приурочена к толщам миндалекаменных базальтов и андезитовых порфиритов, залегающих среди нижнесреднедевонских вулканогенно-осадочных пород (рудопроявления Бага-Ну и Хордага).

Об источниках вещества при формировании месторождения Эрдэнэтуин-Обо определенную информацию дает анализ изотопного состава стронция акцессорного апатита интрузивных пород, характеризующегося малыми содержаниями Rb (0,26—1,68 г/т) и повышенными Sr (до 1227 г/т). При таких характеристиках апатита снижается вероятность искажения изотопных данных за счет контаминации стронцием и поправки к $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, обусловленной фактором времени. Исследованные апатиты из всех разновозрастных магматических образований Эрдэнэтуин-Обо в целом характеризуются незначительным колебанием $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от $0,70393 \pm 10$ до $0,70437 \pm 13$ [34], находящиеся на уровне мантийных значений. С результатами по апатитам коррелируются низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70396—0,70416), установленные для высокотемпературного ангидрита ранней стадии развития рудно-метасоматического процесса на месторождении [35]. С глубинными уровнями источников вещества Эрдэнэтской рудно-магматической системы согласуются и близкие к метеоритному стандарту значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов (от -1,6 до +1,5 ‰) из рудных образований [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аргон-аргоновым датированием выявлена сложная геохронологическая история развития магматических и рудно-метасоматических событий в Эрдэнэтском рудном районе с проявлением раннего многоимпульсного габбро-гранитоидного магматизма и рудной минерализации, предшествующих формированию полиритмичного эрдэнэтского рудоносного порфирирового комплекса.

Предшествующий интрузивный магматизм представлен образованиями селенгинского и шевотинского комплексов. Среди пород, включаемых в селенгинский комплекс, наиболее ранними являются габброиды, представленные в основном заметно преобразованными блоками и останцами среди гранитоидов. Из-за их измененности геологически достоверных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок получить не удалось. Для более поздней гранитоидной ассоциации, породы которой являются вмещающими для порфиров и значительной части рудно-метасоматических образований, установлены два импульса проявления магматизма: $258,6 \pm 3,3$ млн лет — биотитсодержащие гранодиориты; $247 \pm 3,7$ млн лет — граносиениты. Для развитых в районе габброидов шивотинского комплекса получены более молодые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки $244,6 \pm 1,0$ — $239,3 \pm 1,4$ млн лет.

Для эрдэнэтского порфирирового комплекса получены две группы датировок, отвечающие наиболее рудоносным порфирировым образованиям первого и второго ритмов: соответственно $234,6 \pm 1,7$ и $225,3 \pm 1,0$ — $220,3 \pm 5,8$ млн лет. С датировкой первого ритма коррелируется $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст ($235,8 \pm 1,9$ млн лет) серицита из рудно-метасоматических образований основного этапа оруденения на месторождении Эрдэнэтуин-Обо.

Для всех разновозрастных интрузивных образований Эрдэнэтского рудного района характерны незначительные колебания величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ акцессорных апатитов ($0,70393$ — $0,70437$) и ранних высокотемпературных ангидритов ($0,70396$ — $0,70416$), находящихся на уровне мантийных значений, а для рудных залежей — близкие к метеоритному стандарту величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов ($-1,6$... $+1,5$ ‰).

Многоимпульсное проявление разновозрастных магматических и рудно-метасоматических процессов в Эрдэнэтском рудном районе явилось, очевидно, одним из важных факторов формирования здесь крупномасштабного Си-Мо-порфирирового месторождения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64238; 03-05-64533) и НШ-1573.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Си-Мо-порфирировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 5, с. 786—801.
2. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н.** Аксугское Си-Мо-порфирировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 11, с. 1119—1132.
3. **Хасин Р.А., Маринов Н.А., Хурц Ч., Якимов Л.И.** Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии // Геология рудных месторождений, 1977, т. 19, № 6, с. 3—15.
4. **Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсран М. и др.** Медно-рудные формации МНР. Новосибирск, Наука, 1985, 223 с.
5. **Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаа Д.** Молибден-медно-порфирировое месторождение Эрдэнэтийн-Овоо (МНР). М., ИМГРЭ, 1989, 39 с.
6. **Михайлов Э.В.** Интрузивные комплексы Северной Монголии // Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., Недра, 1971, с. 66—77.
7. **Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П.** Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1974, 220 с.
8. **Геология Монгольской Народной Республики.** М., Недра, 1973, т. 2, 751 с.
9. **Гордиенко И.В.** Позднепалеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.
10. **Благоднаров В.А., Гаврилова С.П., Зайцев Н.С. и др.** Схематическая карта магматических формаций Монгольской Народной Республики // Геология и магматизм Монголии. М., Наука, 1979, с. 25—31.
11. **Коваль П.В.** Геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Монголии // Геология и магматизм Монголии. М., Наука, 1979, с. 168—1178.
12. **Мезозойская тектоника** и магматизм Восточной Азии (корреляция времени проявления тектонических движений и магматизма). М., Наука, 1983, 232 с.
13. **Томуртоогоо О.** Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии) // Геотектоника, 1972, № 3, с. 61—74.

14. **Яшина Р.М., Матреницкий А.Т.** Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности // Геология и магматизм Монголии. М., Наука, 1979, с. 96—113.
15. **Гаврилова С.П., Лучицкая А.И., Фрих-Хар Д.И., Бадамгарав Ж.** Вулканоплутонические ассоциации Центральной Монголии. М., Наука, 1991, 232 с.
16. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.П., Травин А.В.** Геохронологические рубежи магматизма медно-молибден-порфирового месторождения Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 3, с. 78—89.
17. **Сотников В.И., Берзина А.П., Скороходов В.Н.** Металлогения меди и молибдена МНР // Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 9—17.
18. **Берзина А.П., Сотников В.И.** Рудоносный магматизм Эрдэнэтского рудного узла // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск, Наука, 1989, с. 5—59.
19. **Коваль П.В.** Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998, 492 с.
20. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Перцева А.П. и др.** Эволюция изотопов серы в Cu-Mo-порфировых рудно-магматических системах Сибири и Монголии // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 8, с. 963—974.
21. **Keith N. Sircombe** Age display: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions // Computers and Geoscience, 2004, v. 30, p. 21—31.
22. **Lamb M.A., Cox D.** New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data and implications for porphyry copper deposits of Mongolia // Econ. Geol., 1998, v. 93, p. 524—529.
23. **Watanabe Y., Stein H.J.** Re-As ages for the Erdenet and Tsagan Subarga porphyry Cu-Mo deposits, Mongolia, and tectonic implications // Econ. Geol., 2000, v. 95, p. 1537—1549.
24. **Добрецов Н.Л., Верниковский В.А.** Мантийные плюмы и их геологические проявления // Смирновский сборник-2001. М., 2001, с. 46—69.
25. **Baldwin S.L., Harrison T.M., Fitz Gerald J.D.** Diffusion of ^{40}Ar in metamorphic hornblende // Contr. Miner. Petrol., 1990, v. 105, p. 691—703.
26. **Bierlein F.P., Arne D.C., Foeter D.A., Reynolds P.** A geochronological framework for orogenic gold mineralization in Central Victoria, Australia // Miner. Deposita, 2001, v. 36, p. 741—767.
27. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11, с. 1565—1577.
28. **Пономарчук В.А., Сотников В.И., Берзина А.Н.** Изотопно-геохронологическая неоднородность гранит-порфиров Жирекенского Cu-Mo-порфирового месторождения (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004, № 6, с. 679—683.
29. **Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1243—1261.
30. **Ярмлюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1305—1320.
31. **Richards J.P., Noble S.R., Pringle M.S.** A revised Late Eocene age for porphyry Cu magmatism in the Escondida area, northern Chile // Econ. Geol., 1999, v. 94, p. 1231—1248.
32. **Матреницкий А.Т.** Характерные черты позднепалеозойского орогенного магматизма и его рудоносность (на примере Орхон-Селенгинского прогиба, МНР) // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М., Наука, 1981, с. 353—373.
33. **Товудорж Д.** Геодинамические условия формирования и особенности развития медного оруденения Селенгинской зоны (Северная Монголия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1990, 16 с.
34. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др.** Эволюция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изверженных породах медно-молибден-порфировых рудных узлов (по данным изучения акцессорного апатита) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 8, с. 1112—1123.
35. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.П., Травин А.В.** Изотопный состав стронция и серы в ангидритах медно-молибденового месторождения Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) // Докл. РАН, 1992, т. 326, № 6, с. 1039—1042.