

УДК 553.41'43'46/552.32/550.93

ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ПОРОД ПРОДУКТИВНОГО МОЛО-САРЫЧАТСКОГО ПЛУТОНА (ВОСТОЧНЫЙ КИРГИЗСТАН)

© 2024 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³,
Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступила в редакцию 05.03.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Приведены первые данные изотопного U–Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Моло-Сарычатского плутона, приуроченного к системе глубинных разломов “линии В.А. Николаева” в восточном Киргизстане. Породы этого плутона относятся к высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. С этим плутоном пространственно и генетически связана интенсивная Mo(–W–Cu–Au) (главным образом молибден-порфировая) минерализация. Наряду с другими месторождениями и проявлениями золота, вольфрама и меди, эта минерализация входит в состав протяжённого металлогенического пояса Тянь-Шаня, однако проявления молибден-порфировой минерализации в этом поясе пока единичны. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона указывают на кристаллизацию кварцевых монцонитов (293.3 ± 4.2 млн лет) и монцогранитов (286.6 ± 2.4 млн лет) в ранней перми. Установлены также антекристы циркона с датировками 306–320 млн лет. Полученный возраст кристаллизации отвечает постколлизийному этапу развития данной территории, а присутствие указанных антекристов расширяет диапазон становления плутона в позднем карбоне-ранней перми, что, таким образом, охватывало тектонические обстановки сначала субдукционного, а затем постколлизийного режима. Соответственно, устанавливается постколлизийная природа Mo(–W–Cu–Au) (молибден-порфировой) минерализации, связанной с изученным плутоном и сформированной после внедрения кварцевых монцонитов (ранняя стадия минерализации) и монцогранитов (поздняя стадия). Значительное обогащение молибденом может быть связано с его прогрессирующим накоплением по мере магматической дифференциации, приводившей к внедрению кварцевых монцонитов и особенно монцогранитов. Эти процессы протекали в условиях более зрелого постколлизийного тектонического режима, с возможным формированием промежуточных магматических очагов в раннепротерозойском субстрате метаморфических пород и древних гранитоидов. Установленные возрастные датировки пород Моло-Сарычатского плутона обнаруживают близость к таковым, выявленным для метасоматических и магматических пород крупного золоторудного месторождения Кумтор, также приуроченным к “линии В.А. Николаева”.

Ключевые слова: изотопные U–Pb-данные, циркон, гранитоиды, W–Mo–Cu–Au-месторождения, Киргизстан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739724090034

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейший медно-молибден-вольфрам-золоторудный металлогенический пояс Тянь-Шаня протягивается в Средней Азии более чем на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1), и объединяет многочисленные крупные рудные месторождения (рис. 1) [1, 2]. Среди таких месторождений наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: sergei07@mail.ru

плутоногенного и/или орогенного типов – Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др., гигантские порфировые Cu–Mo–Au-месторождения Алмалык [1, 3], а также разнообразные вольфрамовые и оловянные месторождения [1]. Вместе с этим, несмотря на обычное присутствие количественно резко подчинённой молибденовой минерализации на многих месторождениях (особенно порфировых Cu–Au–Mo- и скарновых W–Mo), рудные объекты с ведущей ролью молибденовой минерализации в данном поясе остаются почти неизвестными.

Одним из редких исключений являются существенно молибденовые (порфирового типа) проявления Моло-Сарычатского рудного поля, которые расположены в центральной части “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня”, или “линии В.А. Николаева” (рис. 2 А). Эта система долгоживущих глубинных разломов разделяет орогенные сооружения Срединного и Северного Тянь-Шаня. Она контролирует протяжённую

(более 500 км) Сонкуль-Кенсуйскую металлогеническую зону [1], которая объединяет около 15 интрузивных массивов и связанных с ними месторождений и рудопроявлений W, Au и ассоциирующей Cu- и Mo-минерализации. Как и другие рудные объекты данной металлогенической зоны, минерализация Моло-Сарычатского рудного поля ассоциирует с небольшим позднепалеозойским плутоном калиевых субщелочных пород.

Несмотря на то, что по многим интрузиям Тянь-Шаня, сопровождаемым плутоногенными рудами, в последнее время было опубликовано значительное число изотопных определений возраста ([3] и др.), возрастные датировки многих рудоносных интрузий этого региона до сих пор отсутствуют. Это в полной мере относится и к рудоносным интрузиям, расположенным вдоль “линии В.А. Николаева”, включая интрузии Моло-Сарычатского рудного поля, изотопное датирование которых современными методами ранее не выполнялось. Настоящая работа представляет

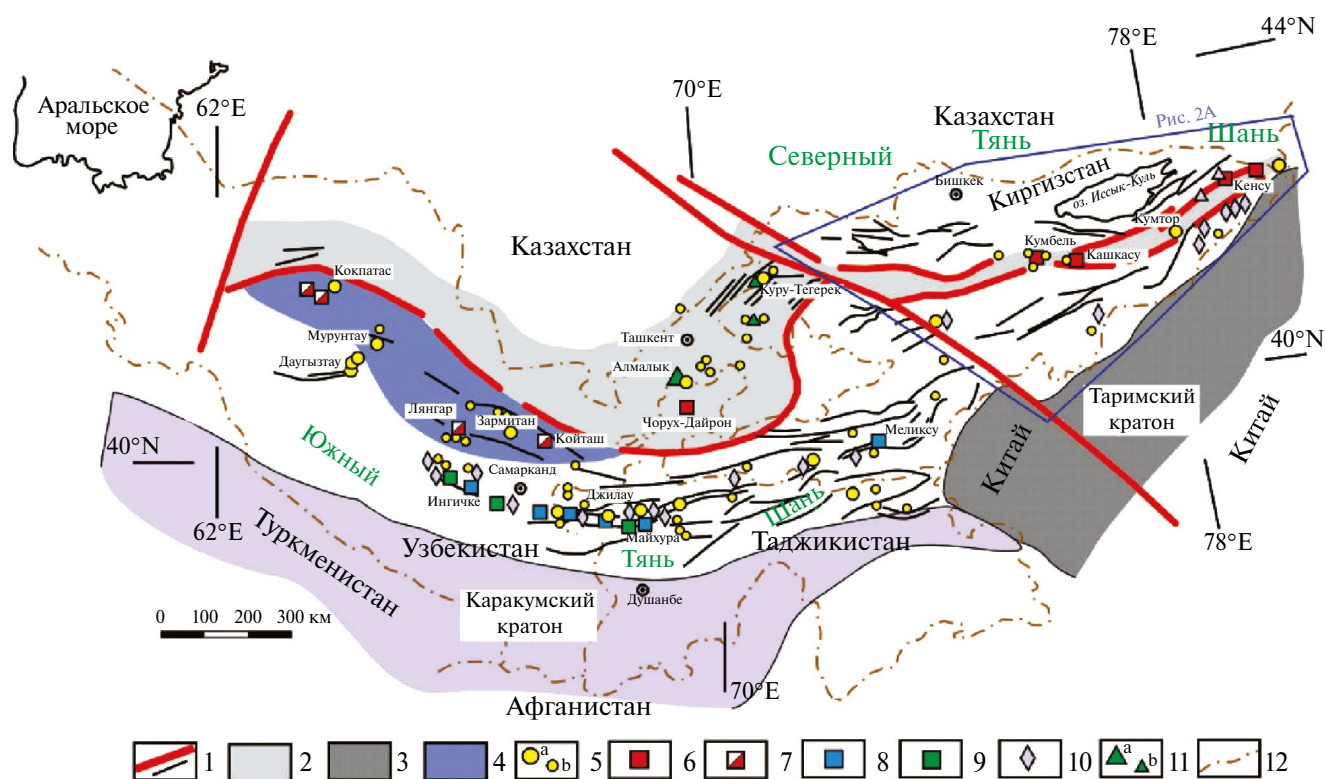


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 — разломы разных порядков, 2 — позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 — континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 — террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 — главные (a) и второстепенные (b) месторождения золота, 6 — золото-медно-молибден-вольфрамовые месторождения, 7 — молибден-вольфрамовые месторождения, 8 — полиметалльно-вольфрамовые месторождения, 9 — олово-вольфрамовые месторождения, 10 — месторождения олова, 11 — главные (a) и второстепенные (b) медно-молибденовые и молибден-золото-медные порфировые месторождения, 12 — государственные границы.

первые данные такого изотопного датирования, которые могут иметь значение как в аспектах выявления особенностей магматизма и металлогении “линии В.А. Николаева”, так и для более широкой тектонической и металлогенической корреляции в целом для медно-молибден-вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА И СВЯЗАННОЙ С НИМ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Моло-Сарычатский плутон прорывает верхнедевонские до нижнекаменноугольных осадочные породы (лавы и туфы трахиандезитов, углистые и кремнистые сланцы, песчаники, доломиты и известняки), которые рассматриваются как аналоги осадочных формаций расположенного восточнее Турукского шовного (сутурного) прогиба, приуроченного к системе разломов “линии В.А. Николаева” (рис. 2 Б). Эти осадочные породы несогласно залегают на неопротерозойской-кембрийской толще доломитов, глинистых сланцев и чёрных углистых сланцев с горизонтами конгломератов, и углисто-кремнистых сланцев. В свою очередь, данная толща подстилается палеопротерозойскими (до архейских?) гранитно-метаморфическими породами древнего континентального основания Срединного Тянь-Шаня, тектонические блоки которых, возможно, были отколоты от Таримского кратона по системе рифтов [4].

Моло-Сарычатский плутон включает несколько удлиненно-линзовидных интрузивных тел шириной до 1.5 км, которые в виде параллельных цепочек протягиваются на 8–10 км и соединяются воедино в северо-восточной части этого магматического ареала (рис. 2 Б). Плутон включает породы нескольких фаз внедрения, в том числе ранние монцодиориты, промежуточные монцониты и поздние кварцевые монцониты, монцограниты и лейкограниты-аляскиты (или сиенограниты), в свою очередь, сопровождаемые поздними дайками основных пород, в том числе лампрофиров. Монцодиориты слагают большую часть северной цепочки интрузий, тогда как более кремнекислые породы преобладают в южной цепочке.

Монцодиориты — это меланократовые средне-мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных породы, которые содержат амфибол (35–50 об. %), биотит (7–15 об. %), плагиоклаз (лабрадор-андезин; 35–45 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит;

7–15 об. %). Гибридные разновидности монцодиоритов, которые образуют ореолы вокруг интрузивных тел этих пород, содержат больше биотита (10–20 об. %), а также кварц (5–15 об. %) и характеризуются гнейсовидной до пятнистой текстурой, обусловленной сегрегациями темноцветных минералов, с постепенными переходами к вмещающим биотитовым (кварц-полевошпат-биотитовым) роговикам. Монцониты отличаются меньшим цветным индексом и содержат амфибол (15–20 об. %), биотит (15–20 об. %), плагиоклаз (40–50 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз до ортоклаз-пертита; 10–20 об. %).

Кварцевые монцониты — это мезо-лейкократовые, средне-мелкозернистые, обычно слабо- до резко-порфировидных породы, с крупными фенокристаллами калиевого полевого шпата (ортоклаза до микроклина) и мелкими фенокристаллами плагиоклаза (андезин с 35–45 мол. % анортита). Породы сложены амфиболом (3–5 об. %), биотитом (5–10 об. %), плагиоклазом (35–45 об. %), калиевым полевым шпатом (25–35 об. %) и кварцем (15–20 об. %). Для этих пород характерно присутствие обособлений-энклавов, сложенных темноцветными минералами (амфиболом, биотитом, иногда с клинопироксеном) и подчинённым плагиоклазом, с небольшой примесью калиевого полевого шпата. Кроме мезо-лейкократовых кварцевых монцонитов, обычно слагающих сравнительно более крупные интрузивные тела, распространены также меланократовые резко-порфировидные, средне-мелкозернистые кварцевые монцониты, которые слагают небольшие дайки, а также иногда внешние “закалочные” зоны “быстрой кристаллизации” в более крупных интрузивах кварцевых монцонитов. Эти породы содержат многочисленные фенокристаллы кварца, полевых шпатов и биотита, с весьма неравномерным их распределением, с участками их почти полного отсутствия и участками с обильными фенокристаллами и их гломеропорфировыми агрегатами. Они в целом содержат амфибол (3–5 об. %), биотит (10–15 об. %), плагиоклаз (35–50 об. %), калиевый полевой шпат (25–30 об. %) и кварц (15–20 об. %).

Более поздние монцограниты слагают небольшие штоки, прорывающие гранодиориты, а последующие лейкограниты-аляскиты — мелкие разобщённые дайки и жилы. Монцограниты — это лейкократовые мелкозернистые равномернозернистые до порфировидных породы, с небольшими фенокристаллами калиевого

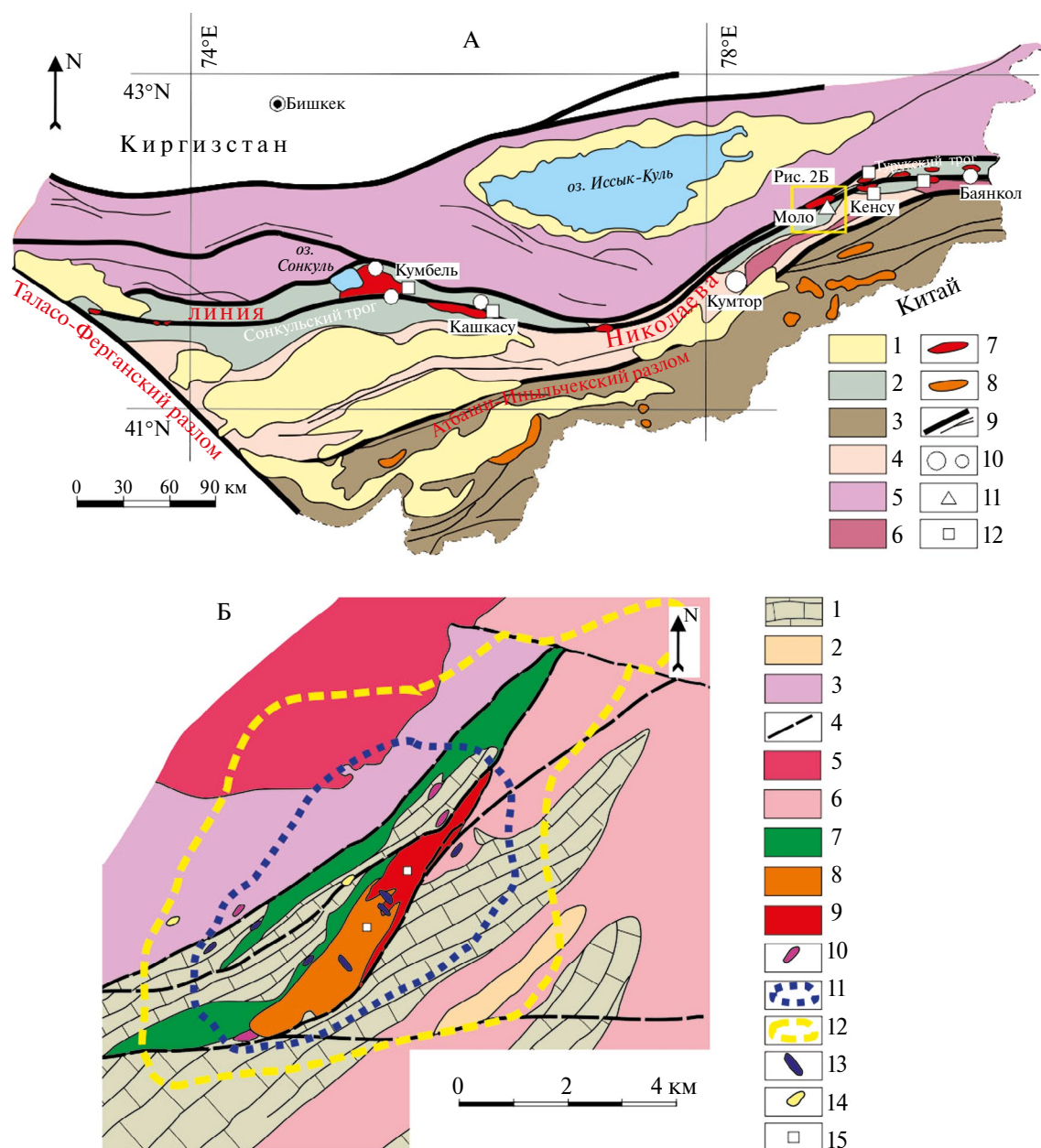


Рис. 2. Геологические схемы (А) Восточного Киргизстана, показывающая позицию “линии В.А. Николаева” и строение прилегающих территорий, и (Б) района Моло-Сарычатского плутона, по [5], с изменениями. А: 1 — кайнозойские отложения, 2 — позднедевонские-раннекаменноугольные сутурные трог (Сонкульский, Турукский), 3 — террейны Южного Тянь-Шаня, 4 — террейны Срединного Тянь-Шаня, 5 — террейны Северного Тянь-Шаня, 6 — палеопротерозойские (до архейских?) гнейсы, амфиболиты, мигматиты (блоки основания Таримского кратона, отчленённые по системам рифтов), 7 — позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шошонитовой и высококаалиевой известково-щелочной серий, 8 — отдельные позднекаменноугольные-пермские гранитоидные интрузивы Южного Тянь-Шаня, 9 — разломы, 10–12 — месторождения и рудопроявления (10 — золота, 11 — вольфрама, 12 — молибдена). Б: 1 — верхнедевонские-нижнекаменноугольные доломиты, известняки, подчинённые сланцы и песчаники, 2 — верхнепротерозойские до кемрийских сланцы, конгломераты, тиллиты, 3 — неопротерозойские сланцы, доломиты, известняки, 4 — разломы, 5 — ордовикские-силурийские гранитоиды (Сусамырский комплекс), 6 — неопротерозойские (?) гранитоиды (Сарыджазский комплекс), 7–9 — позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шошонитовой и высококаалиевой известково-щелочной серий (7 — монцодиориты, включая гибридные кварцевые монцодиориты, 8 — кварцевые монциты, 9 — монцограниты), 10–14 — гидротермальные метасоматиты и рудная минерализация (10 — изменённые скарны с W-, Mo-, Cu-минерализацией, 11 — ареал развития калиевых метасоматитов и филлизитов с Mo-, Cu-, W-минерализацией, 12 — ареал развития филлизитов (кварц-серцитовых и кварц-карбонат-серцитовых метасоматитов) с Pb-, Zn-, Bi-, Ag-, Au-минерализацией, 13 — зоны интенсивного кварцевого прожилкования с Mo- и Cu-минерализацией, 14 — зоны интенсивного прожилкования с Pb-, Zn-, Bi-, Ag-, Au-минерализацией), 15 — места отбора проб для изотопного датирования цирконов.

полевого шпата и плагиоклаза. Эти породы сложены калиевым полевым шпатом (ортоклаз-пертит; 30–50 об. %), плагиоклазом (андезин-олигоклаз; 20–30 об. %) и кварцем (25–30 об. %), при небольшом содержании биотита (5–10 об. %).

Лейкограниты-аляскиты отличаются равномерной мелкозернистой, иногда аплитовой структурой и лейкократовым обликом, обусловленным низким (менее 1 об. %) содержанием единственного фемического минерала – биотита.

Акцессорные минералы в данных интрузивных породах – магнетит, апатит, титанит, циркон, в кварцевых монцонитах присутствуют также алланит и эпидот. Все породы относятся к магнетитовой серии, шошонитовой и высококалийевой известково-щелочной сериям, и умеренно-глинозёмистому I-типу.

Интрузии сопровождаются значительной гидротермальной рудной минерализацией (рис. 2 Б). Наиболее ранними являются небольшие тела пироксеновых и гранатовых скарнов, развитые в экзоконтактовом ореоле; с гидротермальными измерениями этих скарнов связана сравнительно слабая минерализация (шеелит, молибденит, халькопирит). Вне скарновых тел более обширные зоны образованы калиевыми (кварц-калишпатовыми) метасоматитами, развитыми в виде жил, штокверков и участков сплошного замещения, в которых интенсивно развиты молибденит и халькопирит. Эти калиевые метасоматиты наложены на породы плутона, но особенно тяготеют к телам кварцевых монцонитов. Более поздние пропилиты (с хлоритом, эпидотом, местами амфиболом, а также кварцем, олигоклаз-альбитом и др.) содержат халькопирит, молибденит и шеелит, а также арсенопирит и пирротин, причём последний местами слагает мономинеральные линзы мощностью до нескольких метров. Однако наиболее интенсивная сульфидная минерализация, включая молибденит, связана с более поздними филлизитовыми или карбонат-филлизитовыми (кварц-серицитовыми и серицит-карбонат-кварцевыми) метасоматитами, которые наиболее широко распространены в рудном поле и накладываются на все породы Моло-Сарычатского плутона (рис. 2 Б) в виде штокверков и зон сплошного метасоматического замещения. Кроме молибденита, в этих метасоматитах распространены халькопирит, минералы Bi, Pb, Zn, Ag, Au, присутствует шеелит. Развиты также кварцевые жилы (мощностью до 1 м) с мусковитовой или карбонат-мусковитовой оторочкой, содержащие крупночешуйчатый молибденит. В совокупности, зоны постскарновых кварц-калишпатовых, пропилитовых и

филлизитовых метасоматитов образуют крупный (размером в несколько километров) ореол гидротермально-изменённых пород, в центре которого находится Моло-Сарычатский плутон (рис. 2 Б). Намечается определённая минеральная и геохимическая зональность этого ореола, выраженная в тяготении Mo-, Cu-, W-минерализации к его центральной части, а полиметаллической (Pb, Zn, Ag, Au)-минерализации – к его периферии [5] (рис. 2Б).

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U–Pb-изотопного датирования циркона были отобраны из кварцевых монцонитов и монцогранитов Моло-Сарычатского плутона (рис. 2Б). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведен в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащённой двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счёта (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [6]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.818$ [7]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [8]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [9]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [10], для которого получен возраст 418 ± 3.7 млн лет (2σ , $n = 11$).

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученных пробах пород Моло-Сарычатского плутона (вес. %, г/т)

№ проб	1	2		1	2
породы	кварцевый монзонит	монцогранит		кварцевый монзонит	монцогранит
SiO ₂	65.51	72.21	Nb	21.5	8.92
TiO ₂	0.47	0.20	Y	19.4	7.19
Al ₂ O ₃	15.72	14.14	Mo	2.88	5.19
Fe ₂ O ₃	1.54	0.75	W	2.64	3.15
FeO	1.93	0.86	Cs	3.03	3.19
MnO	0.07	0.04	Hf	7.11	4.12
MgO	2.45	0.64	Ta	2.05	2.11
CaO	3.10	1.31	Ga	24.3	14.3
Na ₂ O	4.18	3.31	Th	43.1	33.8
K ₂ O	3.38	5.07	U	5.18	4.19
P ₂ O ₅	0.12	0.06	Cu	35.0	102
F	0.061	0.055	Zn	26.7	34.7
CO ₂	0.11	0.12	Pb	24.8	18.9
S _{total}	0.26	0.21	La	59.0	47.2
H ₂ O ⁻	<0.10	<0.10	Ce	162	101
H ₂ O ⁺	<0.20	0.43	Pr	20.5	9.44
Total	99.20	99.51	Nd	55.3	14.8
			Sm	9.04	2.83
Ba	1221	1122	Eu	2.19	0.23
Sr	653	275	Gd	6.26	1.59
Co	5.94	4.18	Tb	0.74	0.54
Ni	39.6	10.4	Dy	3.83	1.05
V	34.5	12.6	Ho	0.56	0.32
Cr	116	22.4	Er	1.74	0.45
Rb	141	129	Tm	0.29	0.11
Be	3.72	2.39	Yb	1.66	0.49
Zr	204	112	Lu	0.25	0.22

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO — волюмометрическим методом, F — методом ионной хроматографии, CO₂ — методом кислотного титрования, S_{общ.} — методом йодного титрования, H₂O[±] — гравиметрическим методом, рассеянных, редких и редкоземельных элементов — методом ICP-MS в лабораториях ВИМСа и ЦНИГРИ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб кварцевых монцонитов и монцогранитов Моло-Сарычатского плутона были извлечены соответственно 17 (кварцевые монцониты) и 23 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 2). Зёрна циркона прозрачные до полупрозрачных, с редкими включениями непрозрачных минералов, розовые до жёлтых, характеризуются таблитчатой до призматической формой длиной 100–400 мкм и коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:3 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдается небольшое тёмное или светлое неясно-зональное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из магмы.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии (рис. 3). Характерна широкая дисперсия изотопного возраста циркона, с обособлением двух и более максимумов значений, в целом — от 293–286 млн лет до 306–320 млн лет (рис. 3). В сериях таких “диспергированных” значений, наиболее молодые конкордантные значения изотопного возраста циркона могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации “автокрисов”, т.е. кристаллов циркона, образовавшихся при формировании кварцевых монцонитов и монцогранитов, а более поздние — возрасту кристаллизации “антекрисов”, которые кристаллизовались в ранних фазах плутона или в промежуточных магматических очагах и камерах при последовательном остывании крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) [11]. Соответственно, возраст образования указанных интрузивных фаз, отвечающий кристаллизации “автокрисов”, составляет 293 ± 4 млн лет (СКВО = 0.57) для кварцевых монцонитов и 286 ± 2 млн лет (СКВО = 1.5) для монцогранитов Моло-Сарычатского плутона.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные изотопного возраста позволяют провести корреляцию времени становления Моло-Сарычатского плутона в рамках принятых в настоящее время моделей тектонической и металлогенической эволюции Тянь-Шаня, становление позднепалеозойских интрузий в котором происходило при конвергенции

Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в постколлизийной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 3]. Позднепалеозойская субдукция в регионе включала накопления флишевых толщ и развитие олистостром в аккреционном комплексе Южного Тянь-Шаня в интервале времени порядка 330–325 млн лет в западном сегменте киргизского Тянь-Шаня, и в интервале около 315 млн лет — в восточном сегменте киргизского Тянь-Шаня [3, 12]. Коллизия Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского палеоконтинентов началась в позднекаменноугольное время, одновременно с формированием трогов вдоль северной окраины Таримского кратона. В раннепермское время (около 295 млн лет) началась “зрелая коллизия”, которой отвечало финальное закрытие океанических бассейнов в Тянь-Шане, интенсивная складчатость, и начало обильного гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане [3, 12, 13]. Соответственно, более молодые (чем 295 млн лет) датировки интрузивных пород отвечают постколлизийному этапу, как это принято и для других сегментов орогенной системы Тянь-Шаня [3]. В таком контексте, вероятно, ещё на субдукционном этапе в Моло-Сарычатском плутоне были генерированы и частично раскристаллизованы более глубокие порции магмы, повторное плавление которых затем могло послужить источником кристаллов магм, из которых образовались зёрна циркона с изотопным возрастом порядка 320–306 млн лет. Однако становление изученных гранитоидных фаз этого плутона (кварцевые монцониты, монцограниты), содержащих кристаллы циркона с изотопным возрастом порядка 293–285 млн лет, происходило уже на постколлизийном этапе. Повышенные содержания Zr, Nb, Y, Ta, Th в изученных породах (табл. 1) также свидетельствует в пользу постколлизийной кристаллизации магматических пород плутона.

Значительное обогащение молибденом рудной минерализации, связанной с Моло-Сарычатским плутоном, может быть обусловлено прогрессирующим накоплением этого металла в остаточном расплаве по мере магматической дифференциации, приводившей к фракционированию заключительных интрузивных фаз — кварцевых монцонитов и особенно монцогранитов. Вместе с этим, интенсивная молибденовая минерализация, свойственная магмато-генно-гидротермальной системе Моло-Сарычатского плутона, согласуется с постколлизийным возрастом и соответствующей обстановкой

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород Моло-Сарычатского плутона

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	
Проба 1 (кварцевый монцитонит)													
1	195	1737	4751	0.37	0.33673	2.2	0.04656	1.8	0.84	295	11	293	11
2	188	1801	4301	0.42	0.36087	2.1	0.04941	1.8	0.86	313	11	311	11
3	217	1709	4876	0.35	0.37237	2.4	0.05063	1.9	0.79	321	13	318	12
4	140	1201	3381	0.36	0.33680	2.4	0.04667	1.9	0.76	295	13	294	11
5	260	2292	6353	0.36	0.33392	2.0	0.04614	1.8	0.91	293	10	291	10
6	128	1158	3104	0.37	0.33422	2.2	0.04623	1.8	0.83	293	11	291	10
7	159	1455	3609	0.40	0.35929	2.3	0.04945	1.8	0.82	312	12	311	11
8	246	2738	5398	0.51	0.37262	2.0	0.05092	1.8	0.91	322	11	320	11
9	244	2361	5299	0.45	0.37101	2.0	0.05093	1.8	0.91	320	11	320	11
10	179	1696	4238	0.40	0.33604	2.2	0.04670	1.8	0.84	294	11	294	10
11	128	895	3019	0.30	0.33604	2.1	0.04671	1.8	0.86	294	11	294	10
12	320	4413	7093	0.62	0.36250	1.9	0.04980	1.8	0.93	314	10	313	11
13	600	4427	13255	0.33	0.36176	1.9	0.04992	1.8	0.95	314	10	314	11
14	188	1597	4073	0.39	0.37688	2.3	0.05103	1.8	0.80	325	13	321	11
15	348	4686	7576	0.62	0.36130	1.9	0.05030	1.8	0.93	313	10	316	11
16	271	1873	5393	0.35	0.40527	2.0	0.05470	1.8	0.92	346	11	343	12
17	327	2050	6941	0.30	0.37320	1.9	0.05124	1.8	0.92	322	11	322	11
Проба 2 (монцогранит)													
1	42	795	1062	0.75	0.32083	2.3	0.04468	1.9	0.82	283	11	282	10
2	29	422	707	0.60	0.32613	2.4	0.04545	1.9	0.76	287	12	287	11
3	60	825	1490	0.55	0.32545	2.1	0.04532	1.9	0.88	286	11	286	10
4	44	993	1029	0.96	0.35214	2.1	0.04781	1.9	0.87	306	11	301	11
5	39	538	983	0.55	0.32092	2.2	0.04451	1.9	0.83	283	11	281	10
6	64	1327	1616	0.82	0.32168	2.1	0.04500	1.8	0.90	283	10	284	10
7	54	792	1182	0.67	0.38335	2.1	0.05222	1.9	0.87	330	12	328	12
8	45	628	1143	0.55	0.32218	2.1	0.04488	1.8	0.88	284	10	283	10
9	37	566	920	0.61	0.32908	2.6	0.04568	1.9	0.73	289	13	288	11
10	45	691	1126	0.61	0.32945	2.2	0.04588	1.9	0.86	289	11	289	11
11	41	577	1039	0.56	0.32864	2.4	0.04521	1.9	0.80	289	12	285	11
12	49	799	1195	0.67	0.33634	2.2	0.04644	1.9	0.87	294	11	293	11
13	38	518	946	0.55	0.32735	2.3	0.04566	1.9	0.81	288	12	288	11
14	41	748	1035	0.72	0.32323	2.2	0.04513	1.9	0.84	284	11	285	11
15	46	605	1145	0.53	0.33159	2.2	0.04604	1.9	0.86	291	11	290	11
16	101	1111	2393	0.46	0.35881	2.0	0.04859	1.9	0.93	311	11	306	11
17	37	483	948	0.51	0.32604	2.4	0.04526	1.9	0.79	287	12	285	11
18	47	795	1176	0.68	0.33475	2.2	0.04640	1.9	0.87	293	11	292	11
19	42	599	1070	0.56	0.33056	2.3	0.04551	1.9	0.82	290	12	287	11
20	44	629	1096	0.57	0.33369	2.4	0.04590	1.9	0.80	292	12	289	11
21	41	587	1022	0.57	0.33015	2.2	0.04576	1.9	0.86	290	11	288	11
22	71	1056	1719	0.61	0.32119	2.4	0.04458	1.8	0.77	283	12	281	10
23	63	975	1399	0.70	0.35634	2.6	0.04872	1.8	0.71	310	14	307	11

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений, D – дискордантность.

магмогенерации изученных гранитоидных интрузий. Тесная связь значительной молибденовой минерализации с постколлизийным тектоническим режимом, в том числе с постколлизийными магматическими комплексами шошонитовой и высококальциевой известково-щелочной серий, имеет глобальное проявление ([14] и др.). При этом допускается поступление молибдена (и вольфрама) как из магматических источников в области метасоматически-измененной (при субдукции, возможно, неоднократной) субконтинентальной литосферной мантии [15, 16], так и из источников в континентальном коровом субстрате [17]. С этим согласуется присутствие крупных блоков гранитно-метаморфических пород древней континентальной коры, непосредственно “подстилающих” район Моло-Сарычатского плутона [4]. В целом, связь концентраций молибдена (и вольфрама) с постколлизийным тектоническим режимом позволяет дополнить известную модель

перехода от Cu–Au- к W- и далее к Mo-минерализации по мере роста степени фракционной дифференциации рудоносных магматических комплексов [18] фактором одновременной эволюции тектонического режима проявления данного рудоносного магматизма.

Полученные изотопные данные, указывающие на становление поздних (гранитоидных) фаз Моло-Сарычатского плутона в интервале порядка 293–286 млн лет, обнаруживают заметное сходство с возрастными датировками, опубликованными для гидротермальных и магматических пород крупного золоторудного месторождения Кумтор, магматические источники которого остаются неясными. Последнее находится в Срединном Тянь-Шане вблизи (5–7 км южнее) “линии В.А. Николаева” и примерно в 80 км к юго-западу от Моло-Сарычатского плутона (рис. 2 А). Этот плутон является пространственно наиболее близким к месторождению Кумтор, достоверно известным среди

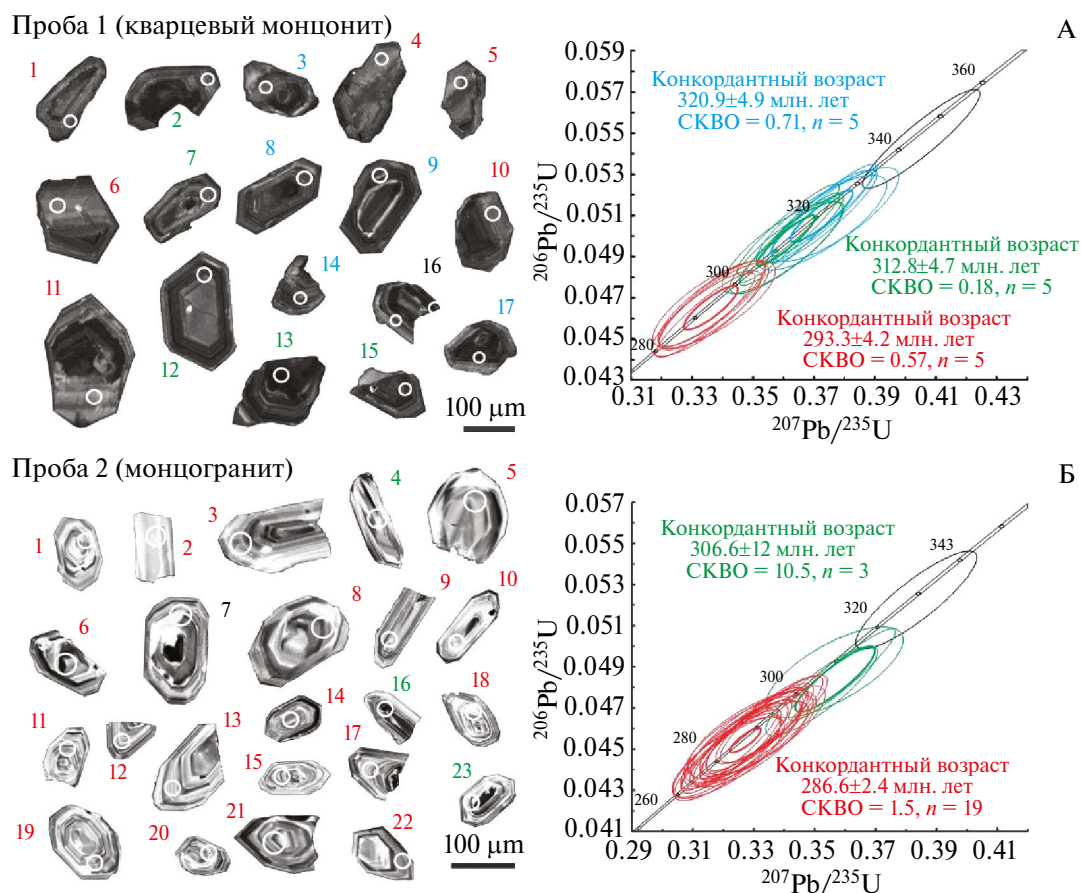


Рис. 3. Католюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Моло-Сарычатского плутона (тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ).

позднепалеозойских калиевых субщелочных интрузий, приуроченных к этой системе глубинных разломов. Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование рудоносных кварц-серицитовых метасоматитов на месторождении Кумтор выявило даты в интервале от 288 до 284 млн лет [19], а изотопное U–Pb-изучение калиевых гранитов, недавно вскрытых на северо-западном фланге месторождения — возраст в 292 ± 3 млн лет [20]. Таким образом, полученные изотопные возраста подчёркивают возможность связи месторождения Кумтор с позднепалеозойскими интрузиями калиевых субщелочных пород, подобными Моло-Сарычатскому плутону. Предположение о связи значительной золоторудной минерализации, в том числе месторождения Кумтор, с позднепалеозойскими интрузиями калиевых субщелочных пород, расположенными вдоль “линии В.А. Николаева”, было высказано еще в начальные стадии изучения этого крупнейшего золоторудного объекта [1].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН и ИГМ СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kudrin V. S., Soloviev S. G., Stavinsky V. A., Kabardin L. L. The gold-copper-molybdenum-tungsten ore belt of the Tien Shan // *Internat. Geol. Rev.* 1990. V. 32. P. 930–941.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltnann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.). *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication.* 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltnann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. P. 821–838.
4. Kröner A., Alexeiev D. V., Kovach V. P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A. A., Mikolaichuk A. V., Xie H. Q., Sobel E. R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan — the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2017. V. 135. P. 122–135.
5. Верхоланцев В. Н., Саргаев В. Н., Нурмагамбетов Х. Поиски и предварительная оценка молибденового оруденения в Моло-Сарычатском рудном поле / Отчет Геологической службы Киргизской ССР. Интыльчек, 1983. 238 с.
6. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Sylvester P. (Ed.). *Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series*, 2008. V. 40. P. 307–311.
7. Hiess J., Condon D. J., McLean N., Noble S. R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science.* 2012. V. 335. P. 1610–1614.
8. Slama J., Kosler J., Condon D. J. et al. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology.* 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
9. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center. 2003. P. 1–70.
10. Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M. et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology.* 2004. V. 205. P. 115–140.
11. Miller J. S., Matzel J. E., Miller C. F., Burgess S. D., Miller R. B. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
12. Буске Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПГУ, 1996. 192 с.
13. Konopelko D., Biske G., Seltnann R., Eklund O., Belyatsky B. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos.* 2007. V. 97. P. 140–160.
14. Соловьев С. Г. Металлогения шошонитового магматизма. М: Научный мир, 2014. Т. 1. 528 с. Т. 2. 472 с.
15. Audétat A. Source and evolution of molybdenum in the porphyry Mo(–Nb) deposit at Cave Peak, Texas // *Journal of Petrology.* 2010. V. 51(8). P. 1739–1760.

16. *Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A.* The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 296(3–4). P. 267–277.
17. *Greaney A. T., Rudnick R. L., Gasching R. M., Whalen J. B., Luais B., Clemens J. D.* Geochemistry of molybdenum in the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 238. P. 36–54.
18. *Blevin P. L., Chappell B. W.* The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia // *Trans. Royal Soc. Edinburgh*. 1996. V. 83. P. 305–316.
19. *Mao J., Konopelko D., Seltman R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliev T.* Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // *Econ. Geology*. 2004. V. 99. P. 1771–1780.
20. *Ивлева Е. А., Пак Н. Т., Асилбеков К. А., Скрзипек Э., Хаузенбергер К., Орозбаев Р. Т.* Золотое оруденение в связи с пермским магматизмом восточной части Южного и Среднего Тянь-Шаня (Кыргызстан) // *Вестник КРСУ*. 2022. Т. 22. № 4. С. 180–191.

POST-COLLISIONAL MOLYBDENUM-PORPHYRY MINERALIZATION IN THE MIDDLE TIEN SHAN: FIRST ISOTOPIC U-Pb ZIRCON DATA FOR ROCKS FROM THE PRODUCTIVE MOLO-SARYCHAT PLUTON (EASTERN KYRGYZSTAN)

**S. G. Soloviev^{a, #}, S. G. Kryazhev^b, D. V. Semenova^c,
Y. A. Kalinin^c, Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a**

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals,
Moscow, Russian Federation*

^c*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch,
Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: sergei07@mail.ru*

The paper presents the first isotopic U-Pb study data (LA-ICP-MS method) of zircon from intrusive rocks of the Molo-Sarychat pluton situated along the deep-seated fault system of the “Nikolaev Line” in the eastern Kyrgyzstan. The intrusive rocks from this pluton belong to the high-potassic calc-alkaline to shoshonitic series. Intense Mo(-W-Cu-Au) (mainly molybdenum-porphyry) mineralization is spatially and genetically associated with this pluton. Together with the other Au, W and Cu deposits and occurrences, this mineralization is part of the extended metallogenic belt of Tien Shan; however, occurrences of molybdenum-porphyry mineralization are still rare in this belt. The concordant isotopic U-Pb ages of zircon autocrysts indicate the crystallization of quartz monzonite (293.3 ± 4.2 Ma) and monzogranite (286.6 ± 2.4 Ma) in the Early Permian. Zircon antecrysts dated at 306–320 Ma are also present. The crystallization age obtained corresponds to a post-collisional epoch of the development of this territory but the presence of the antecrysts expands the pluton emplacement to the Late Carboniferous-Early Permian, which, as a result, spanned over initially subduction-related and then post-collisional tectonic settings. Correspondingly, a post-collisional setting of the Mo(-W-Cu-Au) (molybdenum-porphyry) mineralization is established; it is related to the pluton studied and was formed after the emplacement of quartz monzonite (early stage) and monzogranite (late stage). Significant enrichment in Mo can be related to its progressing accumulation during magmatic differentiation causing the emplacement of quartz monzonite and especially monzogranite. These processes occurred under the more mature post-collisional tectonic regime, with possible formation of intermediate magma chambers in the Paleoproterozoic metamorphic rocks and ancient granitoids. The age dates determined for rocks from the Molo-Sarychat pluton are similar to those identified for the igneous and metasomatic rocks of the large Kumtor gold deposit that is also associated with the “Nikolaev Line”.

Keywords: isotopic U-Pb study, zircon, granitoids, W-Mo-Cu-Au deposits, Kyrgyzstan, Tien Shan