

УДК 553.41'43/552.32/550.93

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ U–Pb-ВОЗРАСТУ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД СКАРНОВОГО МОЛИБДЕН-МЕДНО-ЗОЛОТОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРУ-ТЕГЕРЕК (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КИРГИЗСТАН)

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

Поступило 15.01.2024 г.

Поступила после доработки 19.01.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

В статье приведены новые данные изотопного U–Pb-датирования (метод LA-ICP-MS) циркона в главных типах интрузивных пород скарного молибден-медно-золотого месторождения Куру-Тегерек, расположенного в Чаткальском сегменте Срединного Тянь-Шаня. Это и другие месторождения золота, меди, вольфрама и молибдена входят в состав протяжённого позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона для пород последовательных интрузивных фаз охватывают интервал от примерно 323 до 311 млн лет. Этот интервал включает кристаллизацию габбро-диоритов (от 323.5 ± 2.5 млн лет до 323.2 ± 6.8 млн лет) и тоналитов (от 321.4 ± 3.8 млн лет до 311 ± 3.8 млн лет). Полученные возрастные датировки автокристов циркона отвечают становлению этих умеренно-калиевых интрузий в позднем карбоне и почти полностью совпадают с имеющимися изотопными датировками цирконов высококалиевых интрузий порфировых Cu–Au–Mo-месторождений Алмалыкского рудного района (Кураминский сегмент Срединного Тянь-Шаня), также относимыми к позднему карбону (порядка 330–310 млн лет). Это соответствует субдукционному тектоническому режиму, проявленному в регионе в это время в связи с крутым (в Кураминском сегменте) или пологим (в Чаткальском сегменте) погружением субдуцируемой плиты в северном направлении, под структуры континентального массива Казахстан-Северного Тянь-Шаня и аккрецированных к ним сегментов Срединного Тянь-Шаня. В изученных интрузивных породах месторождения Куру-Тегерек установлены также ксенокристы циркона (в том числе слагающие ядра сложных кристаллов), с изотопным U–Pb-возрастом порядка 1.9–2.1 млрд лет. Эти датировки согласуются с возрастом метаморфических пород фундамента Таримского кратона и указывают на присутствие древней континентальной коры в данном сегменте Срединного Тянь-Шаня.

Ключевые слова: изотопные U–Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Au–Cu–Mo-месторождение Куру-Тегерек, порфировые Mo–Au–Cu-месторождения Алмалыка, Киргизстан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739724060039

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейший медно-молибден-вольфрам-золоторудный металлогенический пояс Тянь-Шаня протягивается более чем на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1), и объединяет

многочисленные крупные месторождения золота, меди и вольфрама (рис. 1) [1, 2]. Среди таких месторождений наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота плутоногенного и/или орогенного типов – Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др. [2], а также гигантские порфировые Cu–Mo–Au-месторождения Алмалыка [3, 4]. Все эти месторождения ассоциируют с интрузивными массивами монцони-тоидов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста, становление которых происходило как в субдукционных условиях при конвергенции

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

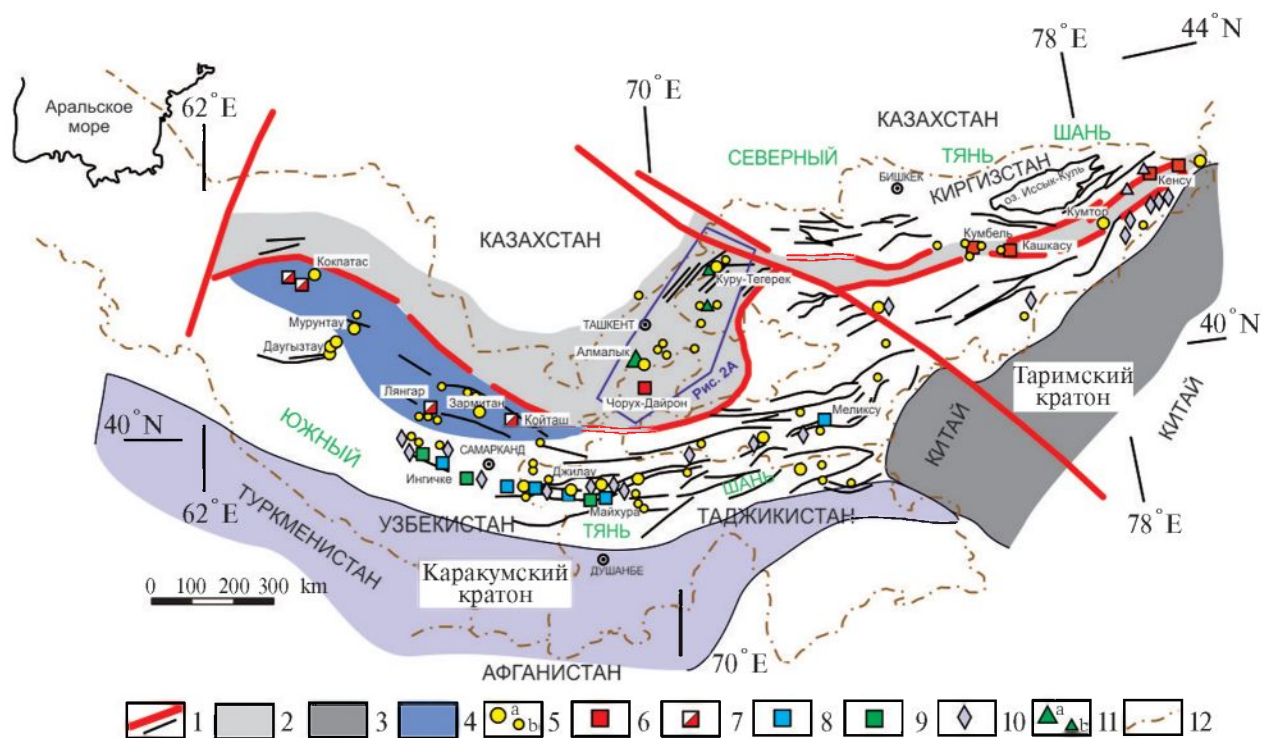


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную 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 золото-медные порфировые месторождения, 12 – государственные границы.

Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов, так и в пост-коллизивной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2–4].

Вместе с этим, хотя по многим интрузиям Тянь-Шаня, сопровождаемым плутогенными золотыми рудами, в последнее время было опубликовано значительное число изотопных определений возраста, возрастные датировки многих рудоносных интрузивов, в том числе сопровождаемых рудной минерализацией в скарнах, фрагментарны и не дают полной картины особенностей генерации и кристаллизации магмы в определённых тектонических обстановках. Ещё менее изученными по составу указанного металлогенического пояса Тянь-Шаня являются крупные месторождения золота (часто с попутными медью, молибденом и др.) скарнового типа несмотря на то, что именно месторождения скарнового типа наиболее отчётливо генетически связаны с магматизмом. Между тем,

изотопное датирование продуктивных интрузий этих месторождений способствует как более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции, так и выявлению генезиса плутогенных рудных месторождений в региональном и глобальном аспектах. Поскольку возрастное датирование и понимание генезиса таких месторождений является ключевым аспектом современного металлогенического анализа, настоящая работа служит частичному восполнению этого пробела на примере крупного скарнового Au–Cu–Mo-месторождения Куру-Тегерек.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОДУКТИВНОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

Скарновое медно-золотое (с попутным молибденом) месторождение Куру-Тегерек находится в Чаткальском сегменте Срединного Тянь-Шаня (рис. 2 А). Этот сегмент расположен к северо-востоку от Кураминского сегмента,

который вмещает многочисленные порфировые Cu—Au—Mo- и эпitherмальные Au—Ag-месторождения, связанные с позднепалеозойским (позднекаменноугольным) магматизмом высококалевой известково-щелочной и шощонитовой серий ([1, 3–6] и др.). Однако в отличие от Кураминского сегмента, в Чаткальском сегменте наиболее распространены Au—Cu- и Au-месторождения в скарнах и иных зонах карбонатного замещения, внутри- и околоинтрузивных жильных и штокверковых зонах. Эти месторождения связаны главным образом с позднекаменноугольным магматизмом умеренно-калевой известково-щелочной серии. Данные интрузии прорывают нео- и мезопротерозойский орогенный фундамент, перекрывающие его ордовикские и нижнесилурийские островодужные комплексы, и среднедевонские до раннекаменноугольных обломочные и карбонатные толщи, мощность которых достигает 4–5 км, с преобладанием доломитов и эвапоритовых пачек, свойственных пассивным континентальным окраинам ([7] и др.).

Месторождение Куру-Тегерек ассоциирует с небольшим многофазным интрузивным штоком пород тоналитового состава (габбро-диоритов и тоналитов), который прорывает нижнекаменноугольные доломитовые и кальцитовые мраморы (рис. 2 Б). Зоны минерализованных скарнов образуют прерывистую “кайму” изменчивой мощности вдоль крутопадающих контактов штока. Общие ресурсы месторождения (по категориям C_1+C_2) составляют 97 т Au, 1 млн т Cu и 372 т Ag при средних содержаниях 0.60% Cu, 0.56 г/т Au и 2.15 г/т Ag (бортовое содержание 0.2% Cu). Кроме того, установлены ресурсы порядка 4.9 тыс. т Mo при содержаниях от 0.003 to 0.03% Mo, местами до 0.16% Mo, и 2.8 т Re при содержаниях 0.6–4.0 г/т Re [8 и др.].

Скарны представлены магнезиальными и известковыми разновидностями, с преобладанием форстерит-кальцитового, форстерит-диопсидового, диопсидового и шпинель-диопсидового (магнезиальные скарны), магнетитового, пироксен-плаггиоклазового, пироксен-гранатового, гранат-везувианового и везувиан-волластонитового (известковые скарны) минеральных типов [9, 10]. Послескарновые метасоматиты представлены в основном существенно гранатовыми (с андрадитовым гранатом) разновидностями, замещающими существенно гранатом скарны, и пироксеновыми разновидностями, замещающими существенно пироксеновые скарны. В них распространен халькопирит, часто в ассоциации

с магнетитом. В интрузивных породах вблизи скарнов развиты небольшие штокверки кварц-калишпатовых прожилков, содержащих также плаггиоклаз (олигоклаз) и биотит, местами гранат (андрадит) и эпидот, а также халькопирит. Развиты также линейные зоны пропилитовых метасоматитов, в составе которых преобладают кварц, плаггиоклаз (альбит), скаполит, амфибол, хлорит и эпидот в ассоциации с халькопиритом, магнетитом, пирротинном (местами образующим мономинеральные линзы), молибденитом и пиритом, а также ранним самородным золотом высокой пробности [8–10]. Наиболее поздними являются жилы и прожилки, относимые к карбонат-филлизитовым метасоматитам, в которых развиты кварц, карбонаты (включая Fe-карбонаты), серицит и барит. Кроме халькопирита и молибденита, в них присутствуют и другие сульфиды и сульфосоли, включая пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит и подчинённые минералы группы тетраэдрита, минералы Bi, Co—Ni, а также самородное золото [8–10]. Эти карбонат-филлизитовые метасоматиты в виде линейных зон замещают также породы интрузивного штока, где с ними связана рассеянная (порфирового типа) минерализация (рис. 2 Б). В совокупности, состав скарнов и ранних послескарновых метасоматитов, с широким развитием в них андрадитового граната и магнетита подчёркивает довольно окисленные условия минералообразования. Вместе с этим, ряд признаков, в частности, широкое распространение пирротина в более поздних послескарновых метасоматитах, является довольно необычным для скарновых Au—Cu(-Mo)-месторождений, обычно относимых к весьма окисленному типу, и сближает данное месторождение с представителями так называемого “восстановленного” золото-медно-порфирового семейства [11]. Примечательно, что и для интрузивных пород штока месторождения Куру-Тегерек, несмотря на присутствие акцессорного магнетита, свойственны пониженные содержания Fe_2O_3 и соответственно довольно низкие значения отношения Fe_2O_3/FeO [8, 12].

Габбро-диориты и тоналиты составляют основной объём интрузивного штока (рис. 2 Б). Эти породы имеют много сходных черт, включая присутствие двух темноцветных минералов (амфибола и биотита), обилие плаггиоклаза при лишь редком калиевом полево шпате, умеренное содержание кварца. Однако габбро-диориты содержат больше темноцветных минералов (порядка 40–45 об. %) и обычно являются равномернозернистыми (лишь местами с небольшими

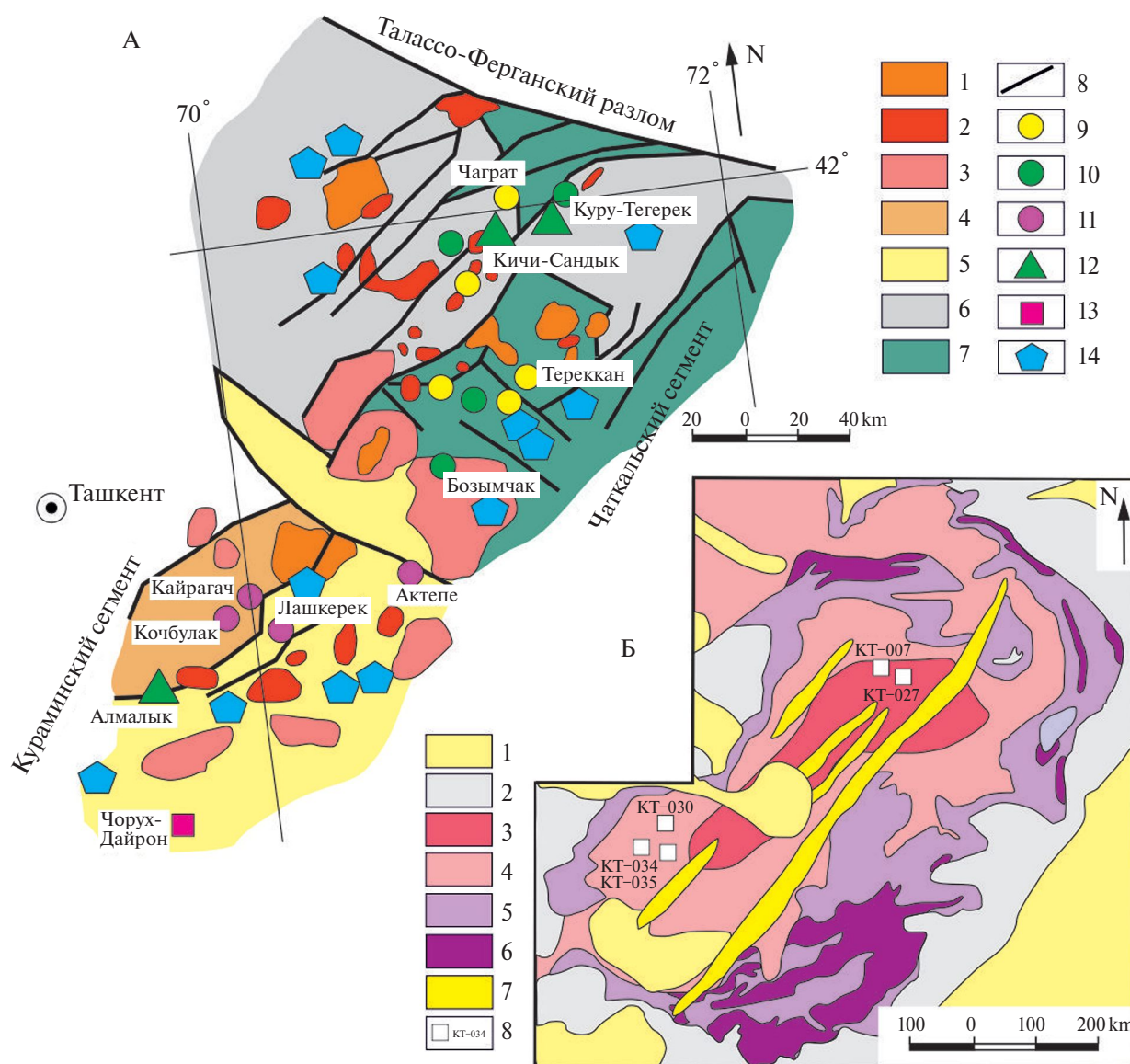


Рис. 2. Геологические схемы Чаткальского и Кураминского сегментов Срединного Тянь-Шаня (А) и месторождения Куру-Тегерек (Б) (по данным [8, 10, 12]). А: 1 – пермские гранитоиды, 2 – позднекаменноугольные гранитоиды (сандалашский комплекс в Чаткальском сегменте), 3 – ранне-позднекаменноугольные гранитоиды, 4 – преимущественно кислые каменноугольные-пермские вулканиты, 5 – преимущественно основные каменноугольные-пермские вулканиты и угленосные молассы, 6 – девонские-каменноугольные известняки, доломиты, конгломераты, песчаники, 7 – силурийские и более древние карбонатные и кремнистые породы, 8 – разломы, 9 – месторождения золота, 10 – медно-золотые месторождения, 11 – эпитермальные серебро-золотые месторождения, 12 – молибден-золото-медно-порфировые месторождения, 13 – скарновые молибден-вольфрамовые месторождения, 14 – полиметаллические (Pb–Zn, Ag–U–Co–Ni–As и др.) месторождения. Б: 1 – кайнозойские отложения, 2 – нижнекаменноугольные доломиты и известняки, 3 – тоналиты, 4 – габбро-диориты, 5 – скарны, 6 – рудные тела, 7 – зоны карбонат-филлизитовых метасоматитов, 8 – места отбора проб для изотопного датирования цирконов.

фенокристаллами плагиоклаза), тогда как тоналиты более лейкократовые (цветной индекс 25–35 об. %) и содержат обильные (10–25 об. %) фенокристаллы амфибола и биотита (размером до 3×1 см). В них присутствуют также крупные

фенокристаллы плагиоклаза (зональный андезин-лабрадор с 50–30 мол. % анортита) и гломерокристаллические агрегаты мелких фенокристаллов плагиоклаза. Акцессорные минералы в габбро-диоритах и тоналитах включают апатит,

циркон, магнетит, титанит и рутил. Отмечаются тонкие прожилки (микродайки) гранодиоритов, пересекающих тоналиты — равномернозернистых лейкократовых пород и образованных биотитом (3–5 об. %), плагиоклазом (олигоклазом с 25–30 мол. % анортита), калиевым полевым шпатом (5–15 об. %) и кварцем (25–30 об. %). Распространены также поздние дайки и небольшие штоки кварцевых монцогаббро, которые образованы плагиоклазом (55–65 об. %), клинопироксеном (20–25 об. %), магнетитом (5–10 об. %), с небольшим количеством калиевого полевого шпата, биотита и амфибола, а также редкими округлыми (резорбированными) фенокристаллами кварца.

Породы в целом относятся к переходной магнетитовой-ильменитовой (габбро-диориты и тоналиты) или магнетитовой (кварцевые монцогаббро) сериям, умеренно-калиевой известково-щелочной серии (кварцевые монцогаббро — к шошонитовой серии) и гранитоидам вулканических дуг, сформированным в связи с субдукционными процессами ([8] и др.). Они характеризуются небольшим обогащением лёгкими РЗЭ, при обычном отсутствии аномалий Eu или слабом дефиците Eu в более дифференцированных породах ([8] и др.). Известные изотопные данные по возрасту интрузивных пород Чаткальского сегмента включают U–Pb-датировки порядка 316–301 млн лет ([3, 4] и др.). Однако для интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек была получена более древняя изотопная U–Pb-дата (326 ± 3 млн лет); близкая изотопная Re–Os-дата (323 ± 2 млн лет) была получена для одной из генераций молибденита с этого месторождения [12]. Были получены также гораздо более древние (протерозойские) значения изотопного U–Pb-возраста ядерных областей кристаллов циркона (1896–1938 млн лет) [12].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U–Pb-изотопного датирования циркона были отобраны из габбро-диоритов (3 пробы) и тоналитов (2 пробы) интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек (рис. 2 Б). Состав пороодообразующих компонентов и элементов-примесей изученных пород приведен в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования выделенных 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 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/см^2 . Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [13]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.818$ [14]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [15]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [16]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [17], для которого получен возраст 418 ± 3.7 млн лет (2σ , $n = 11$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты изотопного анализа зерен циркона, извлечённых из проб габбро-диоритов и тоналитов интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек, представлены в табл. 2. Эти зёрна прозрачные до полупрозрачных, с редкими микровключениями непрозрачных минералов, бледно-розовые (до розовых и розово-жёлтых), характеризуются таблитчатой до призматической формой длиной 70–200 мкм с коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:3 (рис. 3). В CL-изображении во многих кристаллах циркона наблюдаются небольшое тёмное (реже светлое) неяснозональное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии, с конкордантными значениями изотопного U–Pb-возраста: 323.5 ± 2.5 млн лет (СКВО = 0.63) (габбро-диориты), 323.2 ± 6.8 млн лет (СКВО = 0.27) (габбро-диориты), 322.0 ± 4.2 млн лет (СКВО = 0.08)

Таблица 1. Содержания главных компонентов (вес. %) и элементов-примесей (ppm) в изученных пробах пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек

№ проб	КТР-034	КТР-035	КТР-030	КТР-007	КТР-027		КТР-034	КТР-035	КТР-030	КТР-007	КТР-027
породы	габбро-диорит	габбро-диорит	габбро-диорит	тоналит	тоналит		габбро-диорит	габбро-диорит	габбро-диорит	тоналит	тоналит
SiO ₂	53.94	54.85	56.18	61.19	63.12	Nb	8.12	7.42	7.10	8.11	6.21
TiO ₂	0.90	0.86	0.85	0.41	0.39	Y	14.3	17.1	16.4	15.8	16.0
Al ₂ O ₃	17.47	17.77	16.96	18.64	16.88	Sn	0.93	0.84	1.01	1.12	1.33
Fe ₂ O ₃	3.93	2.79	2.05	1.64	1.96	Mo	2.72	3.54	2.69	4.11	3.50
FeO	4.58	4.99	6.14	3.76	3.46	W	0.81	0.92	1.14	0.90	1.01
MnO	0.13	0.13	0.14	0.17	0.10	Cs	1.10	1.68	1.50	2.32	2.11
MgO	4.37	4.09	4.01	2.00	1.97	Hf	3.79	3.56	3.64	3.88	3.92
CaO	6.88	6.69	6.54	6.42	5.10	Ta	0.54	0.49	0.50	0.55	0.59
Na ₂ O	2.91	2.91	3.00	2.78	3.18	Th	3.49	3.30	3.74	4.50	4.32
K ₂ O	1.59	1.63	1.60	1.28	2.18	U	0.69	0.79	0.77	0.68	0.74
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.12	0.11	0.15	Cu	122	168	156	197	111
F	0.041	0.063	0.054	0.026	0.046	Zn	34.0	41.4	32.6	44.0	30.7
CO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	Pb	14.8	6.43	16.0	8.19	7.56
S _{total}	<0.10	<0.10	<0.10	0.11	<0.10	La	32.9	25.3	28.4	27.0	26.5
H ₂ O ⁻	0.31	0.37	0.29	0.19	0.28	Ce	52.4	42.3	49.7	55.5	56.1
H ₂ O ⁺	2.25	2.25	2.18	1.64	1.56	Pr	5.18	6.52	7.25	6.42	7.72
Total	99.74	99.80	100.41	100.55	100.67	Nd	23.4	18.2	17.5	18.3	16.0
Ba	611	526	507	525	480	Sm	4.02	3.69	4.30	4.27	4.16
Sr	432	381	304	347	314	Eu	1.32	1.26	1.21	1.15	1.18
Co	39.2	30.6	28.0	8.84	7.43	Gd	2.93	3.11	3.56	3.02	3.17
Ni	36.0	27.4	34.1	22.4	17.4	Tb	1.05	0.81	0.74	0.52	0.69
V	354	298	253	138	98.4	Dy	2.84	3.13	2.81	2.83	3.04
Cr	10.4	11.8	9.30	6.19	6.29	Ho	0.58	0.55	0.53	0.57	0.55
Li	15.2	14.7	13.0	10.1	14.6	Er	1.59	1.63	1.73	1.60	1.63
Rb	19.5	21.6	23.4	16.1	26.8	Tm	0.26	0.28	0.30	0.25	0.29
Be	0.69	0.74	0.71	0.88	0.92	Yb	2.41	2.52	2.44	2.31	2.56
Zr	149	131	144	119	153	Lu	0.38	0.44	0.38	0.35	0.38

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.

(габбро-диориты), 321.4 ± 3.8 млн лет (СКВО = 0.82) (тоналиты) и 311 ± 3.8 млн лет (СКВО = 0.82) (тоналиты) (табл. 2; рис. 3). Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их формирование при кристаллизации магмы. Судя по отсутствию значительной дисперсии значений изотопного возраста, изученные кристаллы циркона могут быть отнесены к “автокристам”, т.к. кристаллам, которые кристаллизуются из финальных (заключительных) и наиболее дифференцированных порций магматического расплава соответствующих интрузивных фаз [18]. Как следствие,

полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста, отвечающие интервалу времени порядка 323–311 млн лет, могут рассматриваться как возраст становления интрузивных фаз штока месторождения Куру-Тегерек. Кроме того, также на линии конкордии расположены значительно более древние (порядка 1.9–2.1 млрд лет) значения изотопного U–Pb-возраста отдельных зёрен циркона и ядер зональных кристаллов (табл. 2; рис. 3 А). Эти древние зёрна ядра кристаллов циркона, по-видимому, являются ксеногенными (“ксенокристами”, по [18]), или “унаследованными”, захваченными из пород, через

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек

№ точ-ки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	
КТ-034													
1	6	128	0.42	0.37489	2.5	0.05111	1.6	0.6	323	14	321	10	−0.6
2	8	172	0.40	0.38325	2.2	0.05198	1.5	0.7	329	12	327	10	−0.8
3	7	151	0.46	0.37320	2.1	0.05130	1.5	0.7	322	11	323	10	0.2
4	10	216	0.48	0.37246	2.1	0.05113	1.5	0.7	322	11	321	10	0.0
5	60	204	0.85	5.59275	1.6	0.34577	1.5	0.9	1915	27	1914	49	0.0
6	9	211	0.52	0.37568	2.0	0.05142	1.5	0.8	324	11	323	10	−0.2
7	7	157	0.46	0.37896	2.1	0.05159	1.5	0.7	326	12	324	10	−0.6
8	75	256	0.40	5.36951	1.5	0.33790	1.5	1.0	1880	26	1877	48	−0.2
9	6	140	0.41	0.37765	2.4	0.05134	1.6	0.7	325	13	323	10	−0.8
10	5	102	0.63	0.37581	3.3	0.05143	1.7	0.5	324	18	323	11	−0.2
11	11	245	0.50	0.37790	2.2	0.05148	1.5	0.7	326	13	324	10	−0.6
12	7	163	0.42	0.38362	2.5	0.05205	1.6	0.6	330	14	327	10	−0.8
13	7	152	0.43	0.37555	2.0	0.05166	1.5	0.8	324	11	325	10	0.3
14	7	149	0.52	0.37203	3.2	0.05130	1.7	0.5	321	18	323	11	0.4
15	7	160	0.39	0.37414	2.2	0.05090	1.5	0.7	323	12	320	10	−0.8
16	7	149	0.51	0.37756	2.2	0.05182	1.5	0.7	325	12	326	10	0.2
17	8	184	0.46	0.37488	3.1	0.05115	1.7	0.5	323	17	322	10	−0.5
КТ-035													
1	39	129	1.03	5.91741	1.6	0.35582	1.5	0.9	1964	28	1962	50	−0.1
2	109	361	0.75	5.80673	1.5	0.35092	1.5	1.0	1947	26	1939	49	−0.4
3	121	357	0.19	7.20827	1.5	0.39233	1.5	1.0	2138	27	2134	53	−0.2
4	9	208	0.65	0.38103	2.6	0.05139	1.6	0.6	328	14	323	10	−1.4
5	7	153	0.46	0.37461	2.1	0.05137	1.5	0.7	323	12	323	10	−0.1
6	243	728	0.36	6.98649	1.5	0.38605	1.5	1.0	2110	27	2105	52	−0.2
7	58	190	0.70	5.81498	1.5	0.35302	1.5	1.0	1949	26	1949	49	0.0
8	734	2347	0.36	6.04722	1.5	0.36088	1.5	1.0	1983	26	1986	50	0.2
КТ-030													
1	69	221	0.34	5.89030	1.5	0.35547	1.5	1.0	1960	27	1961	50	0.0
2	65	213	1.20	5.75693	1.6	0.35009	1.5	0.9	1940	27	1935	49	−0.3
3	9	201	0.68	0.37202	2.0	0.05111	1.5	0.8	321	11	321	9	0.1
4	22	72	0.69	5.76906	1.6	0.35111	1.5	0.9	1942	28	1940	50	−0.1
5	3	60	0.54	0.37435	2.9	0.05078	1.6	0.6	323	16	319	10	−1.1
6	4	83	0.60	0.37695	3.8	0.05160	1.8	0.5	325	21	324	11	−0.2
7	6	133	0.48	0.37452	3.0	0.05142	1.7	0.5	323	17	323	10	0.1
8	3	73	0.28	0.37945	3.4	0.05168	1.7	0.5	327	19	325	11	−0.6
9	42	135	0.90	5.74722	1.6	0.35095	1.5	0.9	1939	28	1939	49	0.0

Окончание таблицы 2

10	4	82	0.66	0.37149	2.8	0.05079	1.6	0.6	321	15	319	10	–0.5
KT-007													
1	2	50	0.58	0.37782	3.1	0.05135	1.6	0.5	325	17	323	10	–0.8
2	2	46	0.56	0.37308	2.7	0.05102	1.6	0.6	322	15	321	10	–0.3
3	6	127	0.63	0.37932	2.2	0.05138	1.5	0.7	327	12	323	10	–1.1
4	5	110	0.66	0.37847	3.2	0.05167	1.7	0.5	326	18	325	11	–0.3
5	5	108	0.78	0.37088	2.2	0.05064	1.5	0.7	320	12	319	10	–0.6
6	36	115	0.61	5.96418	1.6	0.35727	1.5	0.9	1971	27	1969	50	–0.1
7	36	113	0.63	6.00947	1.6	0.35872	1.5	0.9	1977	27	1976	50	–0.1
8	2	54	0.50	0.37242	3.0	0.05101	1.6	0.5	321	17	321	10	–0.2
9	2	47	0.54	0.37139	3.8	0.05063	1.8	0.5	321	21	318	11	–0.7
10	84	282	0.47	5.52851	1.5	0.34008	1.5	0.9	1905	26	1887	48	–0.9
KT-027													
1	28	660	2.58	0.36130	1.7	0.04943	1.5	0.9	313	9	311	9	–0.7
2	38	890	2.53	0.36152	1.7	0.04949	1.5	0.9	313	9	311	9	–0.6
3	35	824	0.86	0.36042	1.7	0.04928	1.5	0.9	313	9	310	9	–0.8
4	36	833	2.60	0.35790	1.7	0.04939	1.5	0.9	311	9	311	9	0.1
5	32	751	1.81	0.35677	1.7	0.04900	1.5	0.9	310	9	308	9	–0.5

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

которые внедрялась магма габбро-диоритов и тоналитов или её материнские расплавы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные подтверждают позднекаменноугольный возраст становления интрузивного штока на месторождении Куру-Тегерек. При этом сравнительно более древние (порядка 323–322 млн лет) значения изотопного возраста кристаллов циркона из габбро-диоритов этого интрузивного штока весьма близки таковым, ранее полученным другими авторами (порядка 326 млн лет; [12]), однако полученные значения изотопного возраста из тоналитов этого штока обнаруживают как близкие (около 321 млн лет), так и существенно более молодые значения (порядка 311 млн лет) (табл. 2; рис. 3). Это указывает на присутствие, по крайней мере среди тоналитов, нескольких фаз внедрения, а в целом – заметно “удлиняет” продолжительность внедрения пород продуктивного интрузивного штока и существенно “омолаживает” возраст магматического процесса по сравнению с данными, ранее полученными другими авторами [12]. Более того, присутствие микродаек гранодиоритов-гранитов, пересекающих тоналиты, с вероятностью указывает на наличие (на глубине ?) ещё более

молодых дифференцированных интрузивных пород, внедрение которых могло быть наиболее сближенным во времени с проявлением рудной минерализации. Последние, в свою очередь, сопровождались поздними дайками и штоками кварцевых монцогаббро. Всё это может быть интерпретировано в пользу длительной, многоэтапной (многофазной) кристаллизации пород штока, таким образом, протекавшей в течение не менее 11–12 млн лет, в том числе, возможно, с наличием обособленных, но пространственно сближенных и прорывающих друг друга штоков интрузивных пород ряда последовательных (хотя и близких по составу) фаз внедрения. Именно длительная магматическая дифференциация и кристаллизация явилась необходимым условием для аккумуляции флюидов и металлов в остаточных расплавах, приводящей к формированию крупных плутогенных (“intrusion-related”) месторождений золота и ассоциирующих металлов (меди, молибдена и др.). Это согласуется с длительной историей магмато-генно-рудной эволюции месторождения Куру-Тегерек, где наиболее ранними является различные скарны, а основные концентрации золота и сульфидов связаны с более поздними жильно-штокверковыми системами низкотемпературных пропиловых и карбонат-филлизитовых метасоматитов.

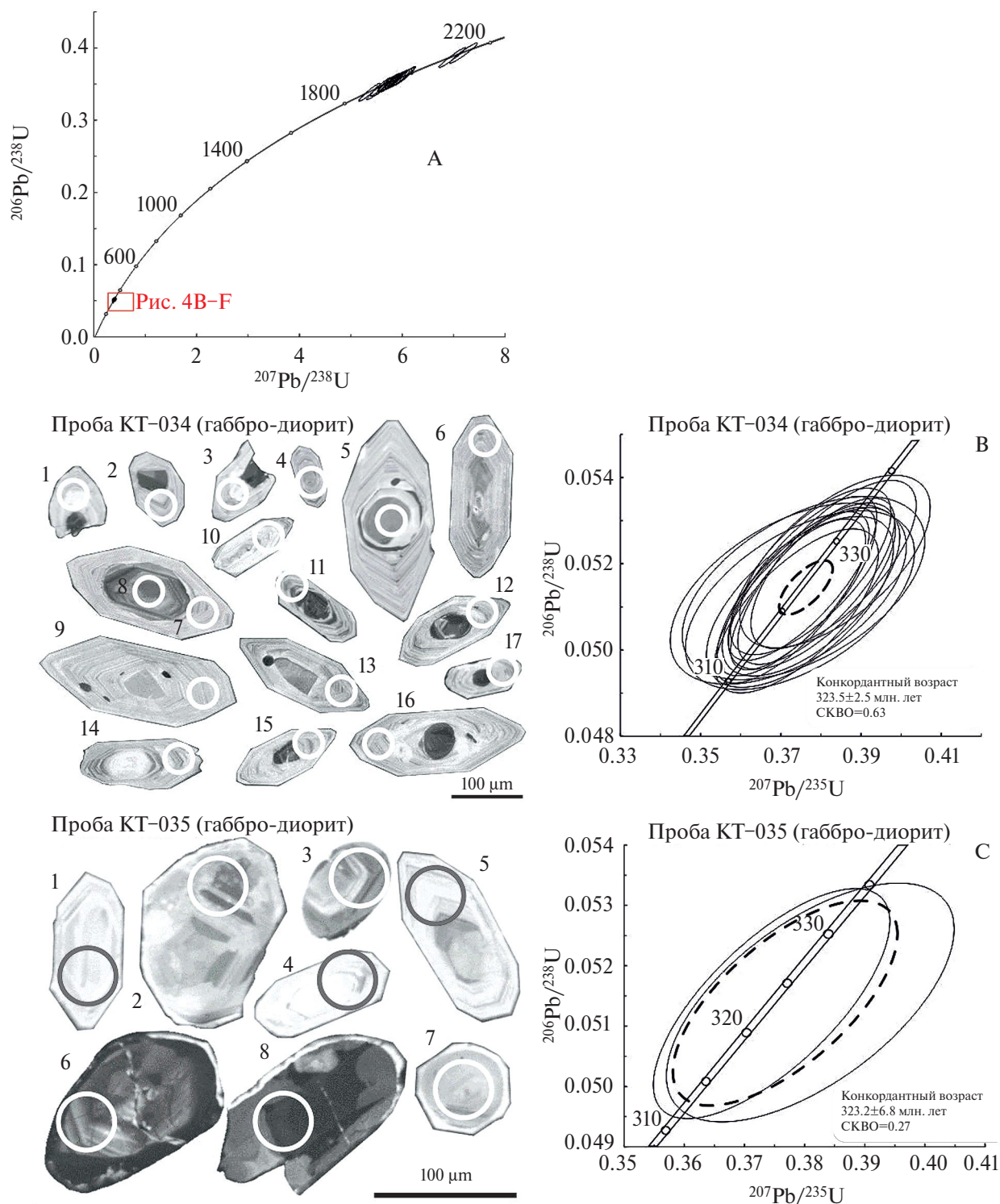
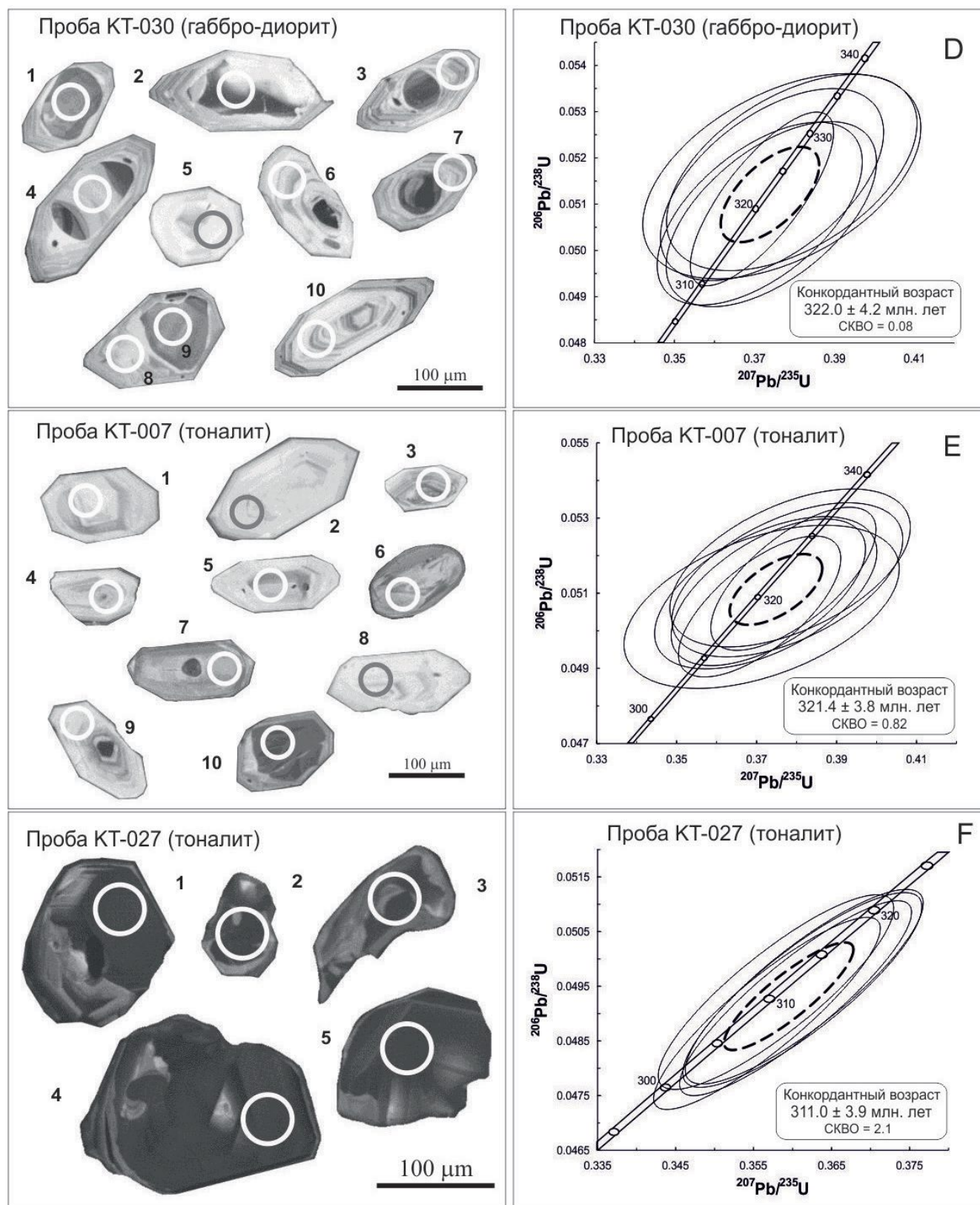


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблице 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек (тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ). А – диаграмма с конкордией с учетом возраста автокристов и ксенокристов циркона. В-С – участки диаграммы с конкордией для автокристов циркона.



Полученные значения изотопного U–Pb-возраста циркона (порядка 323–311 млн лет) из пород интрузивного штока месторождения

Куру-Тегерек весьма близки значениям изотопного U–Pb-возраста циркона из интрузивных пород порфировых Cu–Au–Mo-месторождений

смежного Кураминского сегмента Срединного Тянь-Шаня (Алмалыкский рудный район), также связанных с позднепалеозойским магматизмом [1–4]. В частности, изотопный U–Pb-возраст циркона 326.1 ± 3.4 млн лет и 315.2 ± 2.8 млн лет был установлен для кварцевых монцонитов и гранодиорит-порфиров месторождения Кальмакыр, и возраст циркона 337.8 ± 3.4 млн лет и 313.2 ± 2.5 млн лет — для кварцевых монцонитов и гранодиорит-порфиров месторождения Сарычеку [5]. Похожие значения изотопного U–Pb-возраста циркона интрузивных пород Алмалыкского рудного района были получены и другими авторами, в том числе 327.2 ± 5.6 млн лет (монцониты) и 313.6 ± 2.8 (гранодиорит-порфиры) [6]. Это подчёркивает временную близость формирования месторождения Куру-Тегерек и указанных гигантских порфировых Cu–Au–Mo-месторождений. Вместе с этим, эти порфировые Cu–Au–Mo-месторождения Кураминского сегмента связаны с позднепалеозойским высококалийным известково-щелочным и шошонитовым магматизмом, а месторождение Куру-Тегерек, как и другие месторождения Чаткальского сегмента — преимущественно с умеренно-калийным известково-щелочным (тоналитовым) магматизмом. Это отличие объясняется крутым наклоном субдуцируемой плиты в Кураминском сегменте, и пологим — в Чаткальском сегменте [8, 12]. Сравнительно более молодой (порядка 311 млн лет) магматизм в Чаткальском сегменте, вероятно, отвечал обстановке зрелой (“mature”) субдукции, возможно — увеличению угла наклона субдуцируемой плиты, с появлением более высококалийных известково-щелочных (и шошонитовых) пород, но с последующим затуханием супра-субдукционного магматизма [8, 12]. Тем не менее, в обоих сегментах этот магматизм соответствовал субдукционному этапу и предшествовал более молодому (моложе 295 млн лет [3, 4]) пост-коллизийному магматизму. С этим согласуются и геохимические особенности пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек, в том числе невысокие содержания Zr (обычно <150 ppm), Nb (≤ 8 ppm), Y (≤ 20 ppm) и Ta (≤ 0.70 ppm) (табл. 1; см. также [8, 12]), что характерно для магм, связанных с субдукцией [19]. В обстановке надсубдукционного магматизма могли возникать условия для плавления литосферной мантии, модифицированной при субдукции, а также формирование магматических очагов в коровом субстрате, с возможным смешением мантийных основных и коровых кислых магм.

В этом аспекте, участию коровых магматических очагов в магмогенезисе отвечает почти постоянное присутствие в изученных породах ксенокристов “древнего” циркона, датированных изотопным U–Pb-возрастом порядка 1.9–2.1 млрд лет (табл. 2; рис. 3) и, по-видимому, унаследованных из субстрата этих коровых очагов. Данный возраст согласуется с возрастом (1.8–2.3 млрд лет), который был отмечен для метаморфических и гранитоидных коровых субстратов основания Таримского кратона [20], отдельные блоки которого, вероятно, образуют фундамент террейнов Срединного Тянь-Шаня ([3] и др.).

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. Кудрин В. С., Соловьев С. Г., Ставинский В. А., Кабардин Л. Л. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 13–26.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltmann 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 // 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. Seltmann 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. Seltmann R., Porter T. M., Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 79. P. 810–841.

5. *Cheng Z., Zhang Z., Chai F., Hou T., Santosh M., Turesebekov A., Nurtaev B. S.* Carboniferous porphyry Cu–Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples // *International Geology Review*. 2017. V. 60. P. 1–20.
6. *Zhao X.-B., Xue C.-J., Chi G.-X., Mo X.-X., Nurtaev B., Zhang G.-Z.* Zircon and molybdenite geochronology and geochemistry of the Kalmakyr porphyry Cu–Au deposit, Almalyk district, Uzbekistan: Implications for mineralization processes // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 86. P. 807–824.
7. *Seliverstov K. V., Ges' M. D.* Petrochemical features of magmatites and major kinematic parameters of the middle Carboniferous–early Permian subduction of the Turkestan paleo-ocean (Tien Shan, Northern Fergana) // *Russian Geol. Geophys.* 2001. V. 42. P. 1393–1397.
8. *Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S.* Geology, mineralization, and fluid inclusion study of the Kuru-Tegerek Au–Cu–Mo skarn deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan // *Mineralium Deposita*. 2018. V. 53(2). P. 195–223.
9. *Подлесский К. В., Власова Д. К., Кудря П. Ф.* Скарны и руды месторождения Куру-Тегерек. В сб. Коржинский Д. С. (ред.), *Метасоматизм, минералогия и генезис золотых и серебряных месторождений*. М.: Изд-во “Наука”, 1984. С. 167–212.
10. *Новикова Н. Ю.* Образование скарнов в Срединном Тянь-Шане (на примере месторождения Куру-Тегерек): автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 24 с.
11. *Rowins S.* Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme // *Geology*. 2000. V. 28(6). P. 491–491.
12. *Zu B., Seltsmann R., Xue C., Wang T., Dolgoplova A., Li C., Zhou L., Pak N., Ivleva E., Chai M., Zhao X.* Multiple episodes of Late Paleozoic Cu–Au mineralization in the Chatkal-Kurama terrane: New constraints from the Kuru-Tegerek and Bozymchak skarn deposits, Kyrgyzstan // *Ore Geology Reviews*. 2019. V. 113. Paper 103077.
13. *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.
14. *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.
15. *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.
16. *Ludwig K.* User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center, 2003. P. 1–70.
17. *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.
18. *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.
19. *Pearce J. A., Peate D. W.* Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 1995. V. 23. P. 251–285.
20. *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.

**NEW DATA ON ISOTOPIC U-Pb AGE (LA-ICP-MS METHOD)
OF ZIRCON FROM INTRUSIVE ROCKS OF THE KURU-TEGEREK
GOLD-COPPER-MOLYBDENUM SKARN DEPOSIT
(MIDDLE TIEN SHAN, KYRGYZSTAN)**

S. G. Soloviev^{1,*}, S. G. Kryazhev², D. V. Semenova³, Y. A. Kalinin³,

Academician of the RAS N. S. Bortnikov¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*

³*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

**E-mail: serguei07@mail.ru*

The paper presents new isotopic U–Pb data (LA-ICP-MS) method of zircon from the main types of intrusive rocks at the Kuru-Tegerek gold-copper-molybdenum skarn deposit situated in the Chatkal segment of the Middle Tien Shan. This and other gold, copper, tungsten and molybdenum deposits are parts of the extended Late Paleozoic metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U–Pb values obtained for zircon autocrysts from the rocks of sequential intrusive phases span over the interval from approximately 323 to 311 Ma. This interval comprises the crystallization of gabbro-diorite (from 323.5 ± 2.5 Ma to 323.2 ± 6.8 Ma) and tonalite (from 321.4 ± 3.8 Ma to 311 ± 3.8 Ma). The age dates obtained for these zircon autocrysts correspond to the emplacement of these moderate-potassic intrusions in the Late Carboniferous and are almost coincident with the isotopic dates previously known for the high-potassic intrusions of the porphyry Cu–Au–Mo deposits of the Almalyk mineralized cluster (Kurama segment of the Middle Tien Shan), which were also emplaced in the Late Carboniferous (about 330–310 Ma). This corresponds to the subduction tectonic regime occurred in this region in relation to the steep-dipping (in the Kurama segment) or flat (in the Chatkal segment) subduction of a tectonic plate toward the north, under the structures of the Kazakhstan-Northern Tien Shan continental massif and accreted segments of the Middle Tien Shan. The intrusive rocks studied at the Kuru-Tegerek deposit contain also zircon xenocrysts (including these in the core of complex crystals) with the isotopic U–Pb age of some 1.9–2.1 Gb. These dates are in agreement with the age of metamorphic rocks in the Tarim craton basement and indicate the presence of the ancient continental crust in this segment of the Middle Tien Shan.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Kuru-Tegerek Au–Cu–Mo deposit, Almalyk porphyry Cu–Au–Mo deposits, Kyrgyzstan, Tien Shan