

УДК 553.41/552.32/550.93

ДЛИТЕЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТОГЕННО-РУДНОЙ СИСТЕМЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА МУРУНТАУ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН, ТЯНЬ-ШАНЬ): СВИДЕТЕЛЬСТВО ИЗОТОПНОГО U–Pb-ВОЗРАСТА ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ГРАНИТОИДОВ САРДАРИНСКОГО (САРЫКТИНСКОГО) ПЛУТОНА

© 2023 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев²,
Д. В. Семенова³, Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 20.02.2023 г.
После доработки 05.05.2023 г.
Принято к публикации 12.05.2023 г.

Впервые выполнены определения изотопного U–Pb-возраста (методом LA-ICP-MS) циркона из гранодиоритов-гранитов Сардаринского (Сарыктинского) интрузивного массива в районе гигантского Au-месторождения Мурунтау в Западном Тянь-Шане (Узбекистан). В единой пробе цирконов установлены три группы кристаллов, значения конкордантного U–Pb-возраста которых составляют 322.0 ± 3.7 млн лет (СКВО = 3.1, 4 зерна циркона), 301.6 ± 2.1 млн лет (СКВО = 0.17, 11 зерен циркона) и 289.5 ± 4.9 млн лет (СКВО = 0.98, 2 зерна циркона). Полученный разброс значений изотопного возраста может быть объяснен с использованием модели последовательной кристаллизации разных генераций циркона в разноглубинных магматических очагах и их последующего захвата при дифференциации/кристаллизации новых порций магмы. При этом обращает внимание довольно близкое соответствие двух (наиболее молодых) возрастных интервалов конкордантным U–Pb-возрастам, ранее опубликованным для цирконов гранитоидных пород непосредственно на месторождении Мурунтау. Последние, таким образом, могут представлять дайковые “отщепления” на соответствующих этапах/стадиях эволюции (прогрессирующей дифференциации) более глубоких очагов гранитоидной магмы, более крупные интрузии которой представлены Сардаринским (Сарыктинским) и другими плутонами, обнаженными на некотором удалении от месторождения. В целом полученные более древние изотопные U–Pb-возрасты циркона из гранитоидов Сардаринского (Сарыктинского) плутона (порядка 322 и 302 млн лет соответственно) ближе соответствуют субдукционному этапу, а наиболее молодые цирконы (около 289.5 млн лет) вполне отвечают пост-коллизийному этапу, проявленному в регионе. Таким образом, зарождение и начальное развитие магматических очагов в районе месторождения Мурунтау могли протекать в субдукционной обстановке, однако финальная дифференциация и кристаллизация гранитоидной магмы завершились уже на пост-коллизийном этапе.

Ключевые слова: изотопные U–Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Au-месторождение Мурунтау, Западный Тянь-Шань, Узбекистан

DOI: 10.31857/S2686739723600972, EDN: IOCAST

ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы, развитые в районе месторождения золота Мурунтау, в течение дли-

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

тельного времени были и остаются в фокусе изучения генезиса и эволюции магмато-генно-гидротермальной системы этого крупнейшего рудного объекта, резервы и ресурсы которого превосходят 6000 т Au [1–3]. Вместе с этим определения изотопного возраста данных пород, выполненные современными методами, являются сравнительно немногочисленными и довольно противоречивыми несмотря на то, что именно такие определения имеют первостепенное значение в разработке соответствующих моделей формирования и развития этого сложного многоэтапного месторождения.

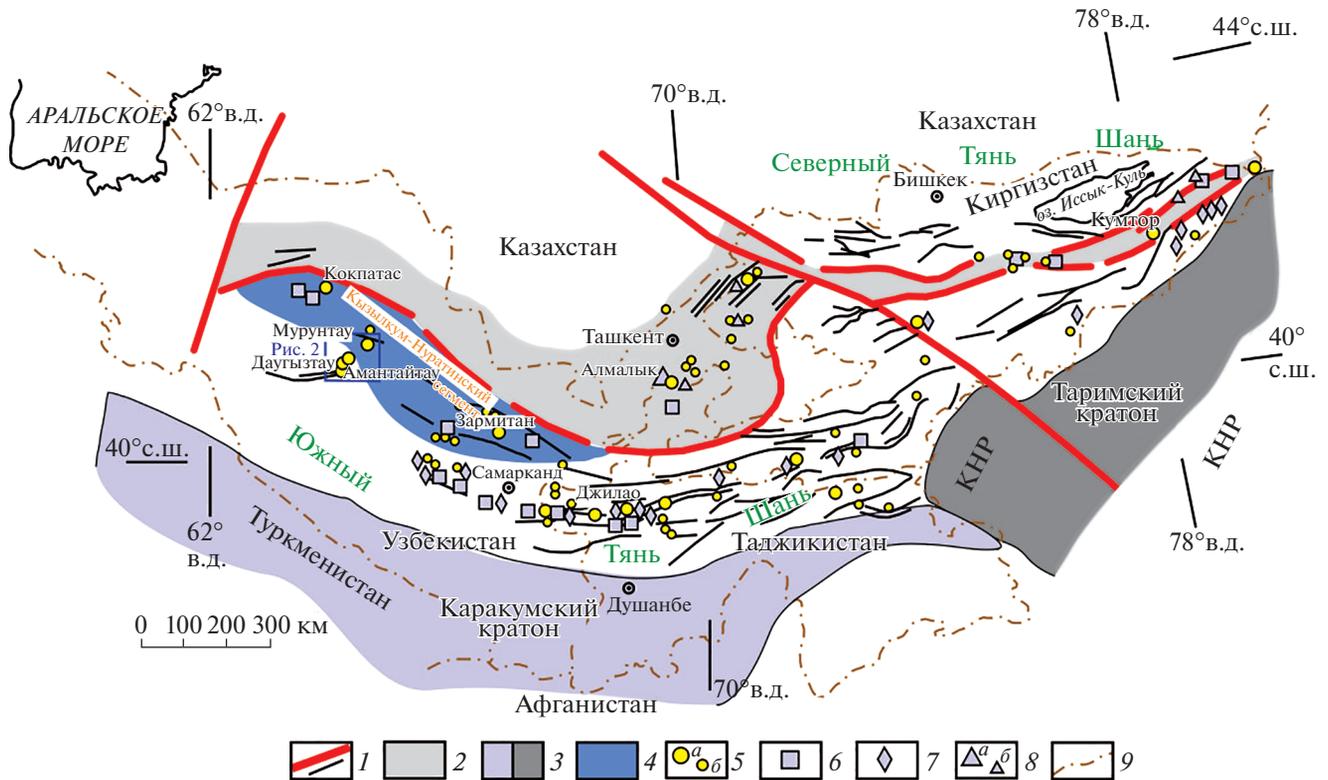


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (б) месторождения золота, 6 – месторождения вольфрама, 7 – месторождения олова, 8 – главные (а) и второстепенные (б) медно-молибденовые и золото-медные порфиры, 9 – государственные границы.

Месторождение Мурунтау находится в западной части орогенного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается вдоль позднепалеозойской активной континентальной окраины Казахстано-Тяньшаньского палеоконтинента (рис. 1) ([4] и др.). К этой окраине с юга были аккрецированы террейны пассивной окраины Туркестанского палеоокеана, отделявшего указанный палеоконтинент от континентальных массивов Таримского и Каракумского кратонов; закрытие палеоокеана произошло в позднем карбоне. На западе Южного Тянь-Шаня данные террейны формируют Нуратау-Кызылкумский сегмент, в котором неопротерозойские метаморфические толщи перекрыты раннепалеозойскими (ордовик-силурийскими) обломочными и флишевыми отложениями пассивной окраины [5]. В районе месторождения проявлен позднекаменноугольный-раннепермский магматизм, в том числе постколлизийные плутоны и дайки извещково-щелочных до субщелочных гранитоидов, а также лампрофиров [1–3, 5–7]. Этот магматизм определяет соответствующий продолжительный этап формирования данного месторождения, хотя лишь ролью магматизма

этот длительный процесс, возможно, не исчерпывается ([8] и др.).

Непосредственно на участке месторождения известны небольшие штоки монцодиоритов-монцититов (в ряде публикаций описанные как субщелочные диориты-субщелочные кварцевые диориты Мютенбайского и других штоков), дайки кислых пород (кварцевых монцитит-порфиров и монцогранит-порфиров, описанных в ряде публикаций как сиенит- и граносиенит-порфиры), апофизы лейкогранитов-аляскитов более крупного Мурунского массива (вскрытые сверхглубокой скважиной СГ-10 на глубине порядка 4.0–4.2 км), и различные дайки основных и средних пород, в том числе монцогаббро-, монцодиорит-порфиров и лампрофиров. Монцодиориты-монцититы обычно рассматриваются как наиболее ранние породы, при этом они предшествовали железо-магнезиально-калиевым (существенно биотитовым до кварц-полевошпат-биотитовых) метасоматитам с вкрапленным, местами обильным пирротинном, но с убогими содержаниями золота. Лейкограниты-аляскиты Мурунского массива пересекают эти метасоматиты и содержат их ксенолиты. Дайки кварцевых монцитит-

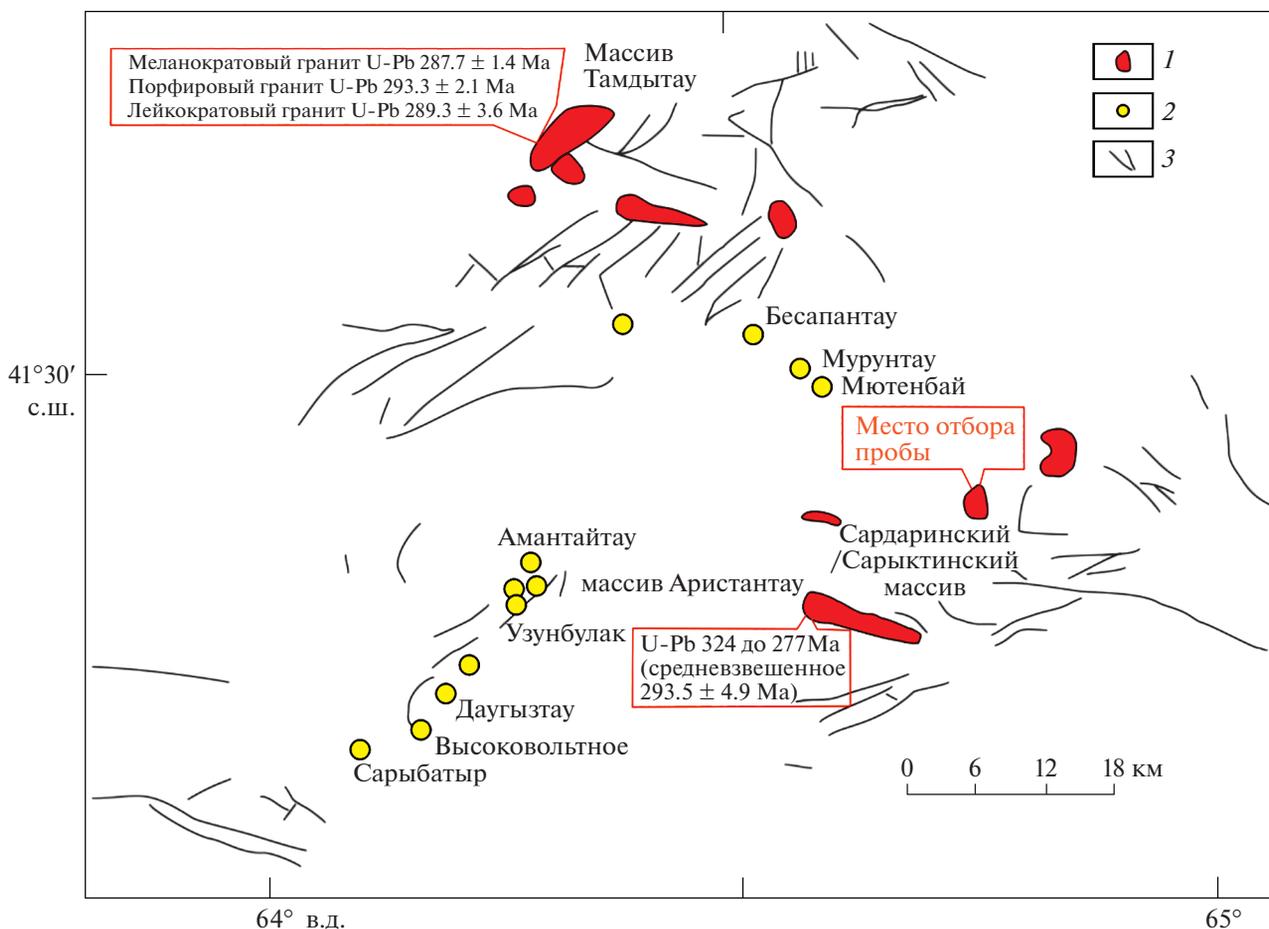


Рис. 2. Схема размещения крупных интрузивных массивов района месторождения Мурунтау (по [3], данные по возрасту плутонов – по [7]). 1 – интрузивные массивы, 2 – месторождения золота, 3 – разломы.

порфиров и монцогранит-порфиров пересекают ранние, почти безрудные кварцевые жилы, но предшествуют или сопутствуют золоторудным метасоматитам (с обильным калишпатом) главного (раннего) продуктивного этапа. Последние, в свою очередь, предшествуют поздним дайкам основных и средних пород (включая лампрофиры), после внедрения которых были сформированы метасоматиты с обильным альбитом и золото-полиметаллической минерализацией.

В районе месторождения Мурунтау, но на удалении от рудных зон, обнажены гораздо более крупные плутоны гранитоидов (рис. 2), породы которых нередко рассматриваются как часть магматической ассоциации данного месторождения, с их возможным соответствием некоторым разновидностям пород (магматических дифференциатов), на самом участке месторождения представлены лишь мелкими штоками и дайками. Для ряда плутонов были получены изотопные U–Pb-возрасты циркона, в частности, для массива Аристантау – 324–277 млн лет (в среднем 293.5 ± 4.9 млн лет), для массива Тамдытау – $287.7 \pm$

± 1.4 млн лет (меланократовый гранит), 293.3 ± 2.2 млн лет (порфировый гранит) и 289.3 ± 3.6 млн лет (лейкократовый гранит) [7]. Сардаринский (Сарыктинский) плутон гранодиоритов-гранитов выходит на поверхность примерно в 15 км к юго-востоку от месторождения и является ближайшим к нему. Для гранитоидов этого плутона был установлен изохронный Rb–Sr-возраст, составляющий 286.2 ± 1.8 млн лет [9]. Однако изотопные U–Pb-данные по возрасту циркона из пород этого плутона до сих пор отсутствовали, что затрудняло проведение соответствующей корреляции. Авторами впервые восполнен этот пробел.

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

Для изотопного U–Pb-анализа циркона была отобрана проба гранодиорита-гранита из керна поисковой скважины (№ 15) на 40 м глубже эрозионной поверхности. Гранодиориты-граниты Сардаринского (Сарыктинского) плутона – это лейкократовые среднезернистые порфировидные породы, сложенные редким амфиболом (0–5 об. %),

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученной пробе гранодиоритов-гранитов из Сардаринского (Сарыктинского) массива

мас. %		г/т (ppm)		г/т (ppm)		г/т (ppm)	
SiO ₂	69.42	Ba	617.2	Mo	2.43	Pr	7.02
TiO ₂	0.46	Sr	259.0	W	3.15	Nd	27.3
Al ₂ O ₃	14.60	Co	8.18	Cs	6.19	Sm	6.83
Fe ₂ O ₃	1.34	Ni	10.1	Hf	5.23	Eu	1.02
FeO	2.86	V	50.6	Ta	2.15	Gd	5.90
MnO	0.05	Cr	28.7	Th	22.6	Tb	0.94
MgO	0.73	Rb	187.0	U	9.30	Dy	5.03
CaO	2.37	Be	3.84	Cu	29.3	Ho	0.93
Na ₂ O	4.00	Zr	190.3	Zn	30.2	Er	2.54
K ₂ O	4.07	Nb	22.4	Pb	28.2	Tm	0.40
P ₂ O ₅	0.10	Y	22.6	La	35.4	Yb	2.45
LOI	0.95	Sn	5.10	Ce	54.5	Lu	0.31
Total	100.95						

Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лаборатории ЦНИГРИ.

подчиненным биотитом (5–10 об. %), преобладающими плагиоклазом (30–40 об. %), калишпатом (30–35 об. %) и кварцем (30–35 об. %). Обычно присутствуют крупные (1–3 см в поперечнике) фенокристаллы калишпата (ортоклаза), которые слагают порядка 5–10 об. %. Акцессорные минералы включают титанит, апатит, циркон и рудный минерал. Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей пород приведен в табл. 1. Согласно последнему, данные гранитоиды характеризуются повышенными содержаниями K, Ba (617 ppm) и Sr (259 ppm), при умеренно-повышенных содержаниях Rb (187 ppm), Zr (190 ppm) и Nb (22 ppm), заметным обогащением легкими лантаноидами и отчетливым европейским минимумом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

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”), оснащенной двухкамерной ячейкой HeEx II. Морфология и внутреннее строение зерен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Pb при минимальном значении ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все изме-

рения выполняли по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ²³⁸U и ²³²Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Нз и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных соотношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [10]. ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U = 137.818 [11]. Для учета элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных соотношений стандартных цирконов Plesovice [12]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [13]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [14], для которого получен возраст 413 ± 3 млн лет (2σ, n = 9).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Кристаллы циркона в изученной пробе гранодиоритов-гранитов Сардаринского (Сарыктинского) плутона представлены прозрачными светло-розовыми, хорошо ограненными индивидуумами таблитчатой и удлиненно-призматической формы длиной 100–200 мкм с коэффициентом удлинения от 1.5–2 до 3–4 (рис. 3). В CL-изображении в большинстве кристаллов наблюдаются разных размеров незональное ядро призматической формы и тонкозональная оболочка. Изотоп-

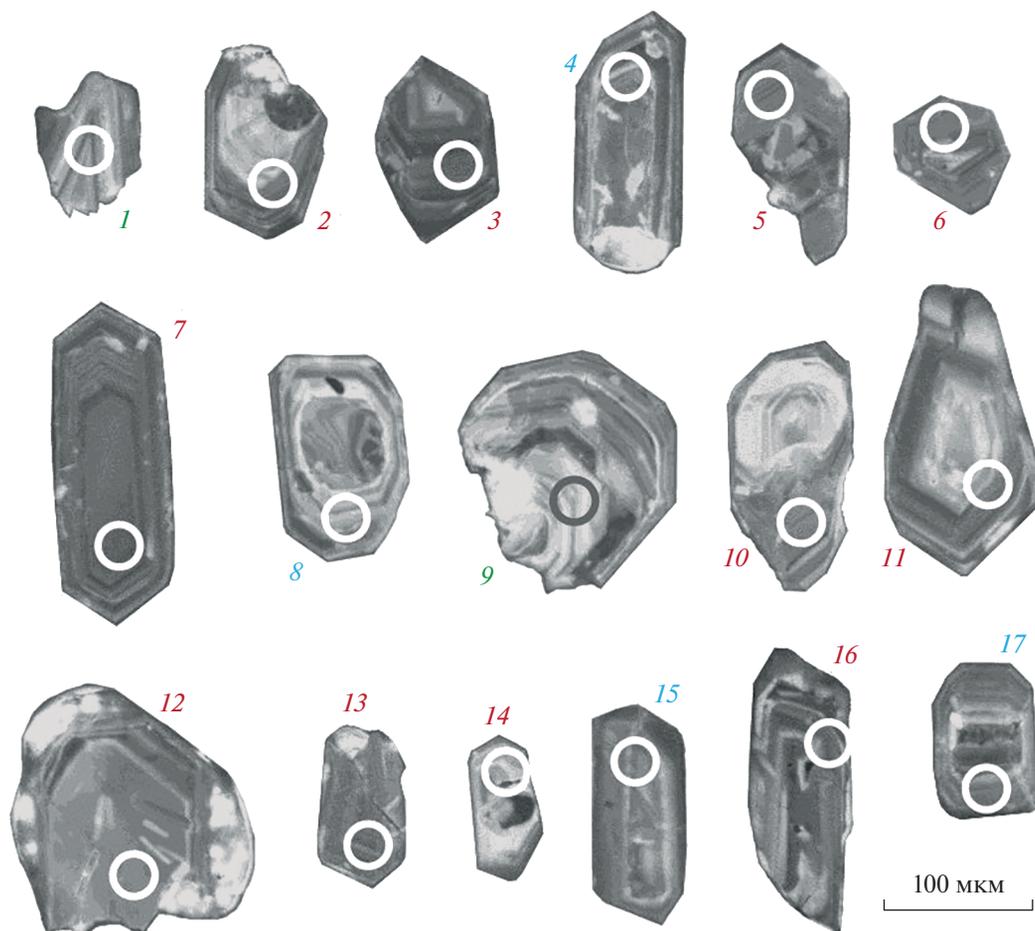


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из гранодиоритов-гранитов Сардаринского (Сарыктинского) массива. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2.

ные U–Pb-анализы были выполнены для 17 зерен циркона (табл. 2, рис. 3), и результаты показывают повышенные содержания Th (248–1314 ppm) и U (1193–8952 ppm), и низкие значения отношения Th/U (0.11–0.30) (табл. 2). Среди 17 проанализированных кристаллов циркона выявлен довольно широкий диапазон значений конкордантного U–Pb-возраста. При этом отчетливо выделяются три генерации минерала, U–Pb-возраста которых составляют 322.0 ± 3.7 млн лет (СКВО = 3.1, 4 зерна), 301.6 ± 2.1 млн лет (СКВО = 0.17, 11 зерен) и 289.5 ± 4.9 млн лет (СКВО = 0.98, 2 зерна) (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Установленный диапазон значений U–Pb-возраста может быть интерпретирован с помощью модели последовательной кристаллизации разных генераций циркона в разноглубинных магматических очагах и их последующего захвата при дифференциации и кристаллизации новых

порций магмы, с формированием нескольких генераций этого минерала в интрузивных породах [15]. Согласно этой модели, различаются “автокристы” – кристаллы циркона, которые кристаллизуются из финальных (заклучительных) и наиболее дифференцированных порций магматического расплава; они характеризуются наиболее молодым возрастом. В отличие от них, “антекристы” – кристаллы циркона, которые кристаллизуются в промежуточных магматических очагах и камерах; они характеризуются несколько более древним возрастом, обуславливающим дисперсию конкордантных U–Pb-возрастов и отвечающим последовательному развитию крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) в условиях его застоя или перемещения на более глубинных уровнях земной коры. Наконец, иногда обнаруживаются и “ксенокристы” – кристаллы циркона, захваченные из гораздо более древних пород субстрата при их частичном или полном плавлении.

Таблица 2. Результаты U/Pb-изотопных исследований циркона гранодиоритов-гранитов из Сардаринского (Сарыктинского) массива

№ точки анализа	Содержание, г/г		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	
1	97	2345	0.21	0.33172	1.5	0.04592	1.2	0.82	291	8	289	7	0.5
2	199	4627	0.15	0.34333	1.4	0.04768	1.2	0.88	300	7	300	7	-0.2
3	389	8952	0.15	0.34622	1.3	0.04808	1.2	0.90	302	7	303	7	-0.3
4	172	3743	0.18	0.37506	1.4	0.05098	1.2	0.87	323	8	321	8	0.9
5	150	3527	0.13	0.34019	1.4	0.04716	1.2	0.86	297	7	297	7	0.1
6	231	5252	0.17	0.35161	1.4	0.04867	1.2	0.88	306	7	306	7	-0.1
7	216	4992	0.19	0.34316	1.4	0.04796	1.2	0.87	300	7	302	7	-0.8
8	79	1700	0.24	0.37509	1.5	0.05105	1.2	0.83	323	8	321	8	0.8
9	50	1193	0.21	0.33204	1.7	0.04583	1.2	0.74	291	9	289	7	0.8
10	191	4368	0.11	0.34996	1.4	0.04826	1.2	0.89	305	7	304	7	0.3
11	151	3475	0.13	0.34416	1.4	0.04807	1.2	0.86	300	7	303	7	-0.8
12	204	4702	0.20	0.34767	1.4	0.04783	1.2	0.86	303	7	301	7	0.6
13	241	5583	0.19	0.34379	1.4	0.04765	1.2	0.87	300	7	300	7	0.0
14	83	1925	0.19	0.34401	1.5	0.04765	1.2	0.80	300	8	300	7	0.0
15	143	3067	0.30	0.37544	1.4	0.05129	1.2	0.86	324	8	322	8	0.4
16	188	4307	0.21	0.35035	1.4	0.04820	1.2	0.86	305	8	304	7	0.5
17	161	3488	0.21	0.37333	1.4	0.05109	1.2	0.85	322	8	321	8	0.3

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

Соответственно, к “антекристам” в изученных гранодиоритах-гранитах Сардаринского (Сарыктинского) плутона могут быть отнесены кристаллы циркона с U–Pb-возрастами ~322 млн лет и ~302 млн лет, которые, возможно, указывают на существование последовательно кристаллизующегося магматического очага (или серии очагов) гранитоидной магмы на более глубинных уровнях (рис. 5 а). Затем, в условиях внутрикамерной фракционной дифференциации и частичного переплавления, такой более глубокий (периферический) магматический очаг мог отделять порции более дифференцированной магмы на более высокие уровни, где происходила ее окончательная кристаллизация. В таких условиях в изученных породах, захватывающих более древние “антекрисы”, могли формироваться и “автокрисы” – кристаллы циркона с наиболее молодым U–Pb-возрастом ~289 млн лет. Последнее значение близко соответствует Rb–Sr-возрасту изученной породы (~286 млн лет [9]), а также наиболее молодым U–Pb-возрастам других гранитоидных массивов в районе месторождения Мурунтау (~293–288 млн лет [7]).

Обращает внимание довольно близкое соответствие U–Pb-возрастов двух (наиболее молодых – соответственно, ~302 млн лет и ~289 млн лет) поколений циркона из гранодиоритов-гранитов Сардаринского (Сарыктинского) плутона конкордантным U–Pb-возрастам, ранее опубликованным для монцогранит-порфиров (303.3 ± 3.4 млн лет) и Мурунских лейкогранитов-алясцитов (291.9 ± 2.3 млн лет) на месторождении Мурунтау, хотя надежность последних была поставлена под вопрос из-за высоких содержаний U в цирконе, что было интерпретировано в пользу постмагматического (гидротермального) происхождения этого минерала [7]. Соответственно, небольшие дайки и апофизы гранитоидных пород, развитых на данном месторождении, могут представлять собой дайковые “отщепления” на соответствующих этапах/стадиях эволюции (прогрессирующей дифференциации) разноглубинных очагов гранитоидной магмы, более крупные интрузии которой представлены Сардаринским (Сарыктинским) и другими плутонами, обнаженными на удалении от месторождения (рис. 5 а). Вместе с этим полученные U–Pb-возраста интрузивных пород являются несколько более древними, чем в большинстве своем изотопные опреде-

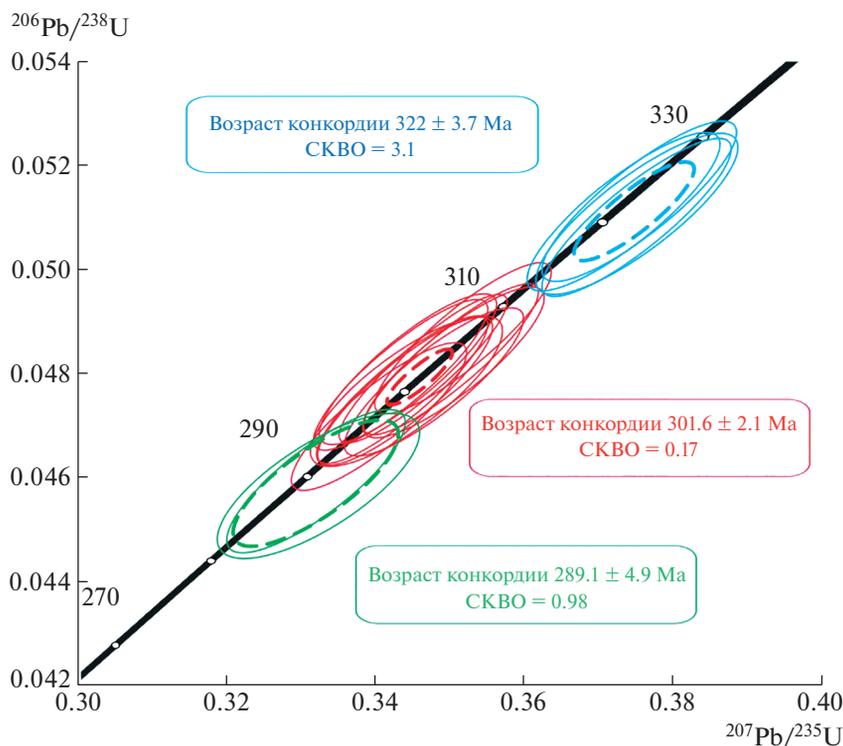


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиоритов-гранитов Сардаринского (Сарыктинского) массива. Тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирные эллипсы соответствуют конкордантным значениям в группах анализов. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ .

ления возраста рудоносных метасоматитов и рудных минералов месторождения Мурунтау (рис. 5 б), в частности, таковые, полученные для арсенопирита раннего (?) золоторудного парагенезиса (от 287.0 ± 2.5 млн лет до 295.4 ± 6.1 млн лет по данным Re/Os-метода; [16]), а также таковые для шеелита (279 ± 18 млн лет по данным Sm/Nd-метода; [17]). Серия близких изохронных Rb–Sr-дат (в среднем порядка 272.6 ± 3.8 млн лет) была установлена для кварц-калишпатовых метасоматитов с арсенопиритом, шеелитом и самородным золотом, которые пересекаются дайкой лампрофиров [9]. Таким образом, изотопные возрастные датировки наиболее продуктивных метасоматитов данного месторождения, полученные различными методами, лежат в интервале 295–272 млн лет, что, даже с учетом погрешности методов, совпадает с предполагаемым наиболее поздним этапом кристаллизации гранитоидных пород Сардаринского (Сарыктинского) плутона. С этим согласуется и наложение метасоматитов наиболее продуктивного золотоносного этапа формирования месторождения на дайки монцогранит-порфи́ров, которые, возможно, являются дериватами несколько более ранних (более глубинных?) очагов гранитоидной магмы.

Для Сардаринского (Сарыктинского) плутона установлено пересечение гранитоидных даек, ассоциирующих с плутоном, поздними дайками основных порфировых пород. Соответственно, такие поздние основные дайки являются более молодыми, что подтверждается определениями их изотопного возраста. В частности, для дайки лампрофиров (керсантитов) был установлен изохронный Rb–Sr-возраст 273.0 ± 3.0 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7082$) [9], а для других даек монцодиорит-порфи́ров и лампрофиров был опубликован K–Ar-возраст (по биотиту) в диапазоне от 247 ± 2 млн лет до 256 ± 7 млн лет [18]. Близкий возраст был установлен для одной из таких даек изотопным ^{40}Ar – ^{39}Ar -методом (251.9 ± 1.5 млн лет; [19]), что, однако, было интерпретировано как возраст гидротермальных изменений этой дайки. Эти изменения могут соответствовать более поздней продуктивной (золото-арсенопирит-висмутеллуридной, или золото-полиметаллической) стадии, связанной с кварц-альбит-серицит-хлоритовыми метасоматитами (рис. 5 б). Для таких существенно альбитовых метасоматитов были получены даты от 257 ± 13 млн лет и 230.2 ± 3.5 млн лет (Rb–Sr-метод; [8]) до 245 млн лет (^{40}Ar – ^{39}Ar -метод по серициту; [19]).

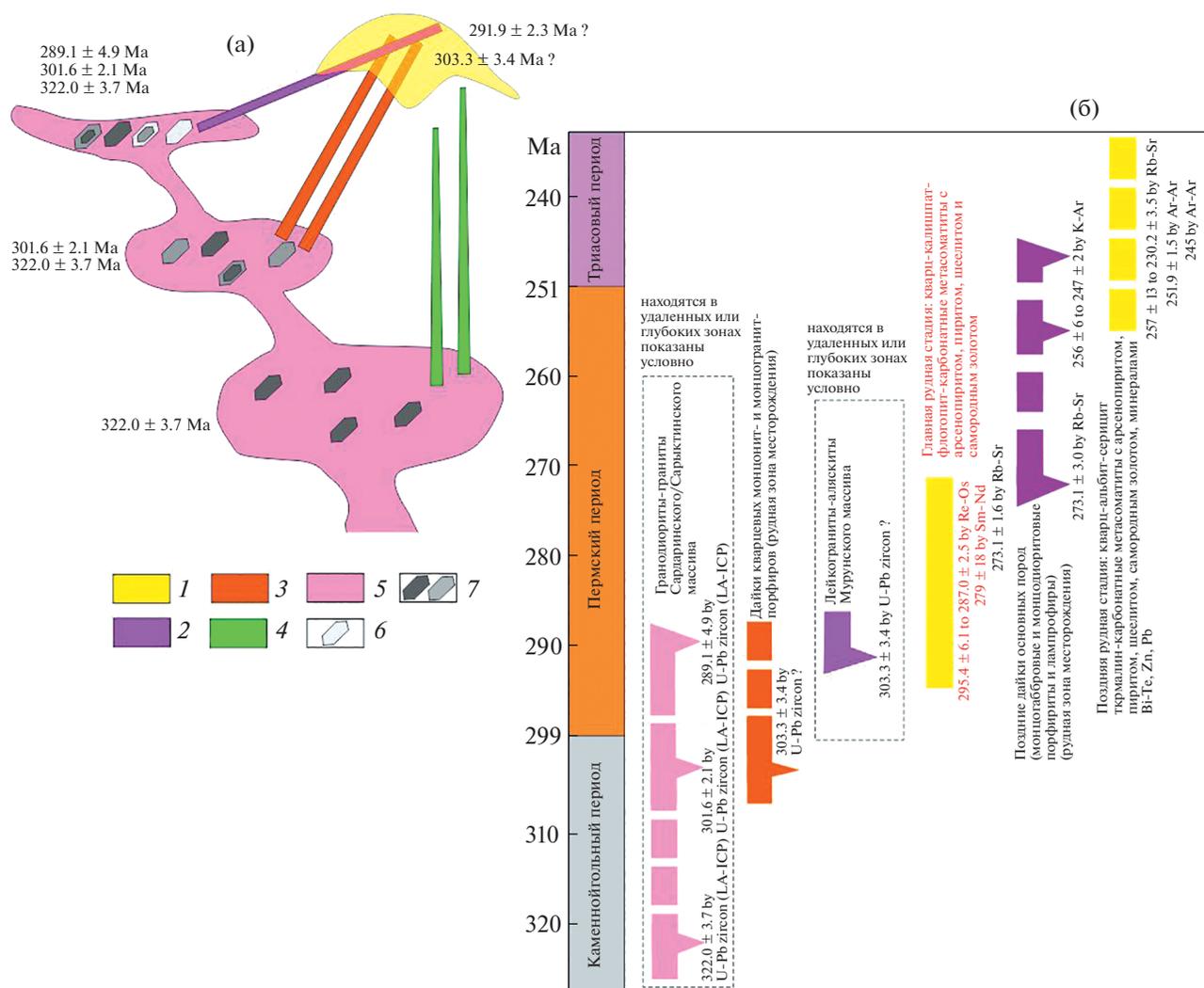


Рис. 5. Идеализированная модель распределения разных генераций кристаллов циркона (включая “антекристы” и “автокристы”) в серии последовательно формирующихся разноглубинных магматических очагов (а) и металлогеническая схема, показывающая изотопные датировки (млн. лет) магматических и гидротермальных этапов формирования месторождения Мурунтау (б). Изотопные данные цирконов магматических пород участка месторождения Мурунтау даны из работ [3, 7, 9, 16, 19]. 1 – минерализованная зона месторождения Мурунтау, 2 – апофизы и дайки лейкогранитов-аляскидов Мурунского массива, 3 – дайки монзонит- и моногранит-порфиров, 4 – возможные дайки и штоки менее дифференцированных магматических пород, 5 – Сардаринский (Сарыктинский) массив гранодиоритов-гранитов, 6 – “автокристы” циркона, 7 – более древние “автокристы” и “антекристы” циркона, включая реликты в ядерных частях кристаллов.

Полученные U–Pb-возраста цирконов пород Сардаринского (Сарыктинского) плутона, хорошо коррелирующиеся с послегранитным возрастом главного рудного этапа на месторождении Мурунтау, интересны и в аспекте выяснения позиции потенциально-рудноносного магматизма в истории геодинамической эволюции региона. При этом в целом признается, что в позднем палеозое переход от субдукционного (вызванного конвергенцией Казахстанского и Таримского континентов) к пост-коллизийному этапу произошел в Тянь-Шане в самом начале пермского времени (в ассельском веке ранней перми – по-

рядка 295 млн лет) [20]. Соответственно, с характерным для региона лишь небольшим временным отрывом от собственно субдукционных процессов, в регионе широко проявился раннепермский пост-коллизийный магматизм, датируемый преимущественно возрастом 295–280 млн лет, с внедрением многочисленных плутонов гранитоидов [5, 6]. Поэтому полученные более древние изотопные U–Pb-возрасты циркона из гранитоидов Сардаринского (Сарыктинского) плутона (322 и 302 млн лет) ближе соответствуют субдукционному этапу, а наиболее молодые цирконы (289 млн лет) вполне отвечают пост-коллизий-

ному этапу. Таким образом, зарождение и начальное развитие магматических очагов в районе месторождения Мурунтау протекало в субдукционной обстановке, однако финальная дифференциация и кристаллизация гранитоидной магмы завершились уже на пост-коллизиионном этапе. Этому же пост-коллизиионному этапу, по-видимому, соответствует и возраст образования основной массы руд золота месторождения Мурунтау. Как следствие, длительная эволюция магматоогенно-рудной системы в переходной субдукционной-пост-коллизиионной обстановке, возможно, является отличительной чертой данного гигантского месторождения.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН (тема № 121041500220-0) и ИГМ СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kempe U., Graupner T., Seltmann R., de Boorder H., Dolgoplova A., Zeylmans van Emmichoven M.* The Muruntau gold deposit (Uzbekistan): a unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan // *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7. P. 495–528.
2. *Савчук Ю.С., Асадуллин Е.Е., Волков А.В., Аристов В.В.* Месторождение Мурунтау: геодинамическая позиция и вариант генетической модели рудообразующей системы // *Геология рудных месторождений*. 2018. Т. 60. С. 365–397.
3. *Seltmann R., Goldfarb R., Zu B., Creaser R.A., Dolgoplova A., Shatov V.V.* Muruntau, Uzbekistan: The world's largest epigenetic gold deposit // *SEG Spec. Publ.* 2020. V. 23. P. 497–521.
4. *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 21st Century*. Economic Geology Special Publication. 2020. V. 9. P. 177–201.
5. *Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F.* Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 76–109.
6. *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.
7. *Kempe U., Seltmann R., Graupne T., Rodionov N., Sergeev S.A., Matukov D.I., Kremensky A.A.* Concordant U-Pb SHRIMP ages of U-rich zircon in granitoids from the Muruntau gold district (Uzbekistan): Timing of intrusion, alteration ages, or meaningless numbers // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 65. P. 308–326.
8. *Bierlein F.P., Wilde A.R.* New constraints on the polychronous nature of the giant Muruntau gold deposit from wall-rock alteration and ore paragenetic studies // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2010. V. 57 (6). P. 839–854.
9. *Kostitsyn Y.A.* A Rb-Sr isotope study of the Muruntau deposit: magmatism, metamorphism and mineralization // *Geochemistry International*. 1996. V. 34. P. 1009–1023.
10. *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.
11. *Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R.* ²³⁸U/²³⁵U systematics in terrestrial uranium-bearing minerals. // *Science*. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
12. *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.
13. *Ludwig K.* User's Manual for Isoplot 3.00. // *Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA*. 2003. P. 1–70.
14. *Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., et al.* Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U 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.
15. *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.
16. *Morelli R., Creaser R.A., Seltmann R., Stuart F.M., Selby D., Graupner T.* Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite // *Geology*. 2007. V. 35(9). P. 795–798.
17. *Kempe U., Belyatsky B.V., Krymsky R.S., Kremensky A.A., Ivanov P.A.* Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au(-W) deposit Muruntau (Uzbekistan): Implications for the age and sources of gold mineralization // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36. P. 379–392.
18. *Канааш А.Д., Головин Е.М., Юрьева Л.А.* Каталог геологических данных по Тамдытау-Южноуралинскому региону (К-Аг метод). Ташкент, САИГИМС. 1980. Т. 1.
19. *Wilde A.R., Layer T., Mernagh T., Foster J.* The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic, and fluid inclusion constrains on ore genesis // *Economic Geology*. 2001. V. 96. P. 633–644.
20. *Буске Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб. Изд-во СПбГУ. 1996. 192 с.

**A LONG-LASTING EVOLUTION OF THE ORE-MAGMATIC SYSTEM
AT THE MURUNTAU GOLD DEPOSIT (WESTERN UZBEKISTAN, TIEN
SHAN): THE EVIDENCE FROM ISOTOPIC U-PB ZIRCON AGE (LA-ICP-MS
METHOD) OF THE GRANITOIDS OF THE SARDARA (SARYKTY) PLUTON**

**S. G. Soloviev^{a,#}, S. G. Kryazhev^b, D. V. Semenova^c,
Y. A. Kalinin^c, and 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: serguei07@mail.ru*

The paper presents the first data of the isotopic zircon U–Pb study (LA–ICP–MS method) on the granodiorite-granite from the Sardara (Sarykty) pluton in the district of the giant Muruntau Au deposit in the Western Tien Shan (Uzbekistan). In a single sample, three age groups of zircon crystals identified, with their concordant U–Pb age being 322.0 ± 3.7 Ma (MSWD = 3.1, 4 zircon grains), 301.6 ± 2.1 Ma (MSWD = 0.17, 11 zircon grains), and 289.1 ± 4.9 Ma (MSWD = 0.98, 2 zircon grains), respectively. The scatter of the isotope age data obtained can be interpreted using the model of subsequent crystallization of various zircon generations in variably-deep magmatic batches, followed by zircon capturing during the magma differentiation and crystallization. Notable is a quite close coincidence of the two (the younger) age intervals to the concordant U–Pb zircon ages, which were published before for the granitoid rocks found directly at the Muruntau deposit. The latter thus can represent the dike “splits” occurred at the respective stages of the magma evolution (progressing differentiation) in the deeper batches of the granitoid magma, with its larger intrusions represented by the Sardara (Sarykty) and other plutons outcropping at some distance from the deposit. Overall, the older isotopic U–Pb zircon data of the Sardara (Sarykty) pluton (in the order of 322 Ma and 302 Ma, respectively) correspond closer to the subduction event, whereas the younger U–Pb zircon data (in the order of 289.5 Ma) are quite relevant to the post-collisional stage occurred in the region. Therefore, the initiation and initial development of the magma batches in the Muruntau deposit district could occur in the subduction environment but the final granitoid magma differentiation and crystallization were completed already at the post-collisional stage.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Muruntau Au deposit, Western Tien Shan, Uzbekistan