

УДК 553.41'43'46/552.32/550.93

ИЗОТОПНЫЙ U–Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД W–Mo(–Cu–Au)-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧОРУХ-ДАЙРОН (ТАДЖИКИСТАН): ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В КУРАМИНСКОМ СЕГМЕНТЕ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

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

Поступило 15.01.2024 г.

После доработки 19.01.2024 г.

Принято в печать 20.01.2024 г.

В статье приведены данные изотопного U–Pb-датирования (метод LA-ICP-MS) циркона в главных типах высококалийных магматических пород скарнового W–Mo(–Cu–Au)-месторождения Чорух-Дайрон, расположенного в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня вблизи крупнейших порфировых Cu–Mo–Au-месторождений Алмалыкского рудного района. Наряду с другими месторождениями золота, вольфрама, молибдена и меди, все эти месторождения входят в состав протяжённого позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста циркона для пород последовательных интрузивных фаз Чорух-Дайронского плутона охватывают интервал от 298 млн лет до 290 млн лет. Это интервал включал кристаллизацию монцодиоритов (295.1 ± 3.3 млн лет), кварцевых сиенитов (294.7 ± 2.3 млн лет), кварцевых монцонитов (294.1 ± 2.1 млн лет) и монцогранитов (293.0 ± 3.0 млн лет). Полученные датировки циркона отвечают становлению плутона на границе позднего карбона–начале ранней перми и подчёркивают его более молодой возраст по сравнению с продуктивными высококалийными интрузиями порфировых Cu–Mo–Au-месторождений Алмалыкского рудного района, относимыми к позднему карбону (порядка 337–313 млн лет и фрагментарно до 308–297 млн лет). В отличие от последних, внедрявшихся в обстановке субдукции, становление высококалийных пород Чорух-Дайронского плутона отвечало переходной субдукционной-постколлизийной или даже, собственно, постколлизийной обстановке. Это позволяет различать два пульса рудоносного каменноугольного-пермского магматизма высококалийной известково-щелочной и шохонитовой серий в Срединном Тянь-Шане. Таким образом, в регионе намечается металлогеническая эволюция, выраженная в переходе от порфировых Cu–Mo–Au-месторождений, связанных с субдукционным калиевым магматизмом и, по-видимому, сменяемых эпитермальными Au–Ag-месторождениями, к существенно вольфрамовым W–Mo–Cu–Au-месторождениям, связанным с более молодым калиевым магматизмом, проявленным скорее в постколлизийных условиях.

Ключевые слова: изотопные U–Pb-исследования, циркон, гранитоиды, W–Mo-месторождение Чорух-Дайрон, порфировые Cu–Mo–Au-месторождения Алмалыка, Таджикистан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739724050071

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение вольфрама (с подчинёнными молибденом, медью и золотом) Чорух-Дайрон

входит в состав крупнейшего медно-молибден-вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается более чем на 4000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1) [1, 2]. В этом поясе расположены гигантские и крупные месторождения золота (Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др. [2]), порфировые и скарновые Cu–Mo–Au-месторождения (в первую очередь гигантские порфировые месторождения Алмалыка) [3, 4], а также многочисленные месторождения вольфрама разных типов (Ингичке, Койташ, Лянгар, Майхура,

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

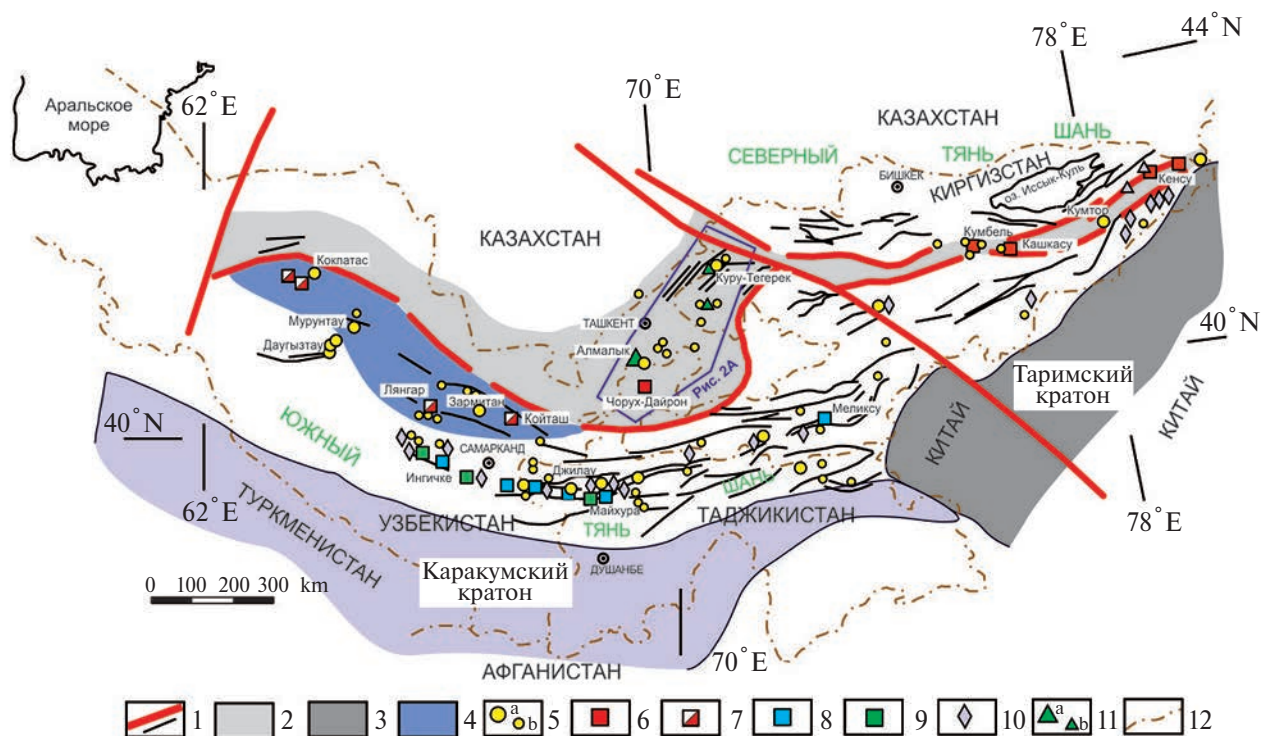


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, наджатые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (в) 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 (а) и второстепенные (в) медно-молибден-вольфрамовые и золото-медные порфировые месторождения, 12 – государственные границы.

Чорух-Дайрон, Кумбель, Кенсу и др.) (рис. 1) ([5] и др.). Все эти месторождения ассоциируют с интрузиями монцитонитов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольно-раннепермского) возраста, становление которых происходило в субдукционных условиях при конвергенции Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизивной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 6, 7]. Изотопное датирование этих интрузий, сформированных в разных тектонических обстановках, способствует как более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции, так и выявлению генезиса плутогенных рудных месторождений в региональном и глобальном аспектах. Особенно интересно рассмотрение возраста продуктивных интрузий в сегментах интенсивного магматизма, сопровождавшихся разнотипной рудной минерализацией. Именно таким является Кураминский

сегмент Срединного Тянь-Шаня, который представляет собой часть позднепалеозойского окраинно-континентального вулканоплутоического пояса “андийского типа”. Характерным для этого сегмента является широкое распространение позднепалеозойских магматических пород высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий [1, 3, 5]. С этими породами здесь связаны гигантские порфировые Cu–Mo–Au-месторождения (Алматынский рудный район; ресурсы >24 млн тонн Cu и >2250 тонн Au [7]), скарновые W–Mo(–Cu–Au)-месторождения (Чорух-Дайронский рудный район), разнообразные эпitherмальные Au–Ag- и иные месторождения [3–5, 7]. Настоящая работа освещает некоторые генетические аспекты калиевого магматизма и связанного с ним рудообразования в Кураминском сегменте, рассмотренные на основе определённого изотопного U–Pb-возраста циркона из рудоносных интрузий W–Mo(–Cu–Au)-месторождения Чорух-Дайрон.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОДУКТИВНОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

Месторождение Чорух-Дайрон длительное время привлекало внимание исследователей из-за необычной для скарновых месторождений локализации скарновых тел без пространственной связи с карбонатными породами, но внутри продуктивного интрузива. Оно явилось эталонным объектом для разработки многих аспектов формирования скарнов и связанной с ними минерализации ([8] и др.). Впоследствии была показана принадлежность продуктивных интрузий к производным шошонитового магматизма [1, 9, 10] и, на этой основе, его генетическая близость к другим скарновым вольфрамовым месторождениям Срединного Тянь-Шаня, сформированным в обстановке позднепалеозойской континентальной окраины [1, 5]. Однако в Кураминском сегменте это месторождение является единственным значительным вольфраморудным объектом. До начала отработки ресурсы вольфрама на месторождении составляли порядка 20 тыс. тонн WO_3 при средних содержаниях около 0.70% WO_3 и 0.13% Mo в главных рудных телах [5].

Месторождение Чорух-Дайрон находится в Кураминском сегменте примерно в 50 км к югу от группы порфировых Cu—Mo—Au-месторождений Алмалыкского рудного района (рис. 2 А). Оно связано с одноимённым многофазным плутоном площадью около 10 кв. км (рис. 2 Б), который является частью локальной купольной вулканоплутонической структуры размером около 50 км². Данная структура локализована в грабенообразной впадине и образована интрузивными и субвулканическими породами калиевого субщелочного состава; в виде вулканических покровов и жерловин присутствуют также калиевые калиевые субщелочные вулканы (трахиандезиты, шошониты, латиты, трахидациты, трахиты и др.) ([9, 10] и др.).

Месторождение включает скарны и послескарновые рудоносные метасоматиты, которые развиты в виде жильных и штокверковых зон в телах интрузивных пород (рис. 2 Б). Среди скарнов преобладают существенно гранатовые, гранат-скаполитовые и скаполит-плагиоклазовые, при подчинённом развитии пироксен-гранатовых разновидностей [5, 8]. Послескарновые метасоматиты, замещающие скарны, представлены также существенно гранатовыми (с андрадитовым гранатом), плагиоклазовыми (андезин-олигоклаз) и скаполитовыми разновидностями, в составе которых заметна также роль

калиевого полевого шпата, что отвечает известково-калиевому метасоматозу. В них распространены молибдошеелит и подчинённые молибденит, халькопирит и редкий борнит в ассоциации с магнетитом. В интрузивных породах вблизи скарнов развиты штокверки кварц-калишпатовых прожилков, содержащих также плагиоклаз (олигоклаз), скаполит и биотит, местами гранат (андрадит) и эпидот. В совокупности, состав скарнов и послескарновых метасоматитов подчёркивает весьма окисленные условия минералообразования, как и обстановку повышенной щёлочности, что согласуется со спецификой продуктивных интрузий шошонитовой серии. Развиты также линейные зоны пропилитовых метасоматитов, в составе которых преобладают кварц, плагиоклаз (альбит), скаполит, амфибол, хлорит и эпидот в ассоциации с шеелитом, халькопиритом, молибденитом и пиритом. Наиболее поздними являются жилы и прожилки, относимые к карбонат-филлизитовым метасоматитам, в которых развиты кварц, карбонаты (включая Fe-карбонаты), серицит и барит. Кроме шеелита, в них присутствуют различные сульфиды и сульфосоли, включая пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, валлериит, минералы группы тетраэдрита, минералы Bi, Co, Ni, а также самородное золото [5, 8].

В Чорух-Дайронском плутоне выделяются породы последовательных этапов и фаз внедрения, в том числе породы раннего этапа (монцодиориты), породы промежуточного этапа (кварцсодержащие монцониты, кварцевые сиениты) и породы позднего этапа (кварцевые монцониты, монцограниты и лейкограниты). Завершается становление плутона внедрением даек шошонитовых лампрофиров [5, 9, 10].

Монцодиориты слагают внешнюю часть плутона (рис. 2 Б). Для них характерно присутствие орто- и клинопироксена (гиперстена и авгита) и их количественное преобладание (25–30 об.%) над амфиболом и биотитом (5–10 об.%) ; изредка встречается оливин. Калиевый полевой шпат (ортоклаз) количественно уступает плагиоклазу (зональному андезину-лабрадору с 60–48 мол.% анортита). В кварцсодержащих монцонитах резко преобладает амфибол при обычном отсутствии ортопироксена; породы характеризуются повышенным содержанием ортоклаза (до 30 об.%) и меньшей основностью плагиоклаза (андезин-лабрадор с 50–40 мол.% анортита). Кварцевые сиениты встречены в небольших дайках и штоках (?), которые пересекаются и срезаются кварцевыми монцонитами. Им

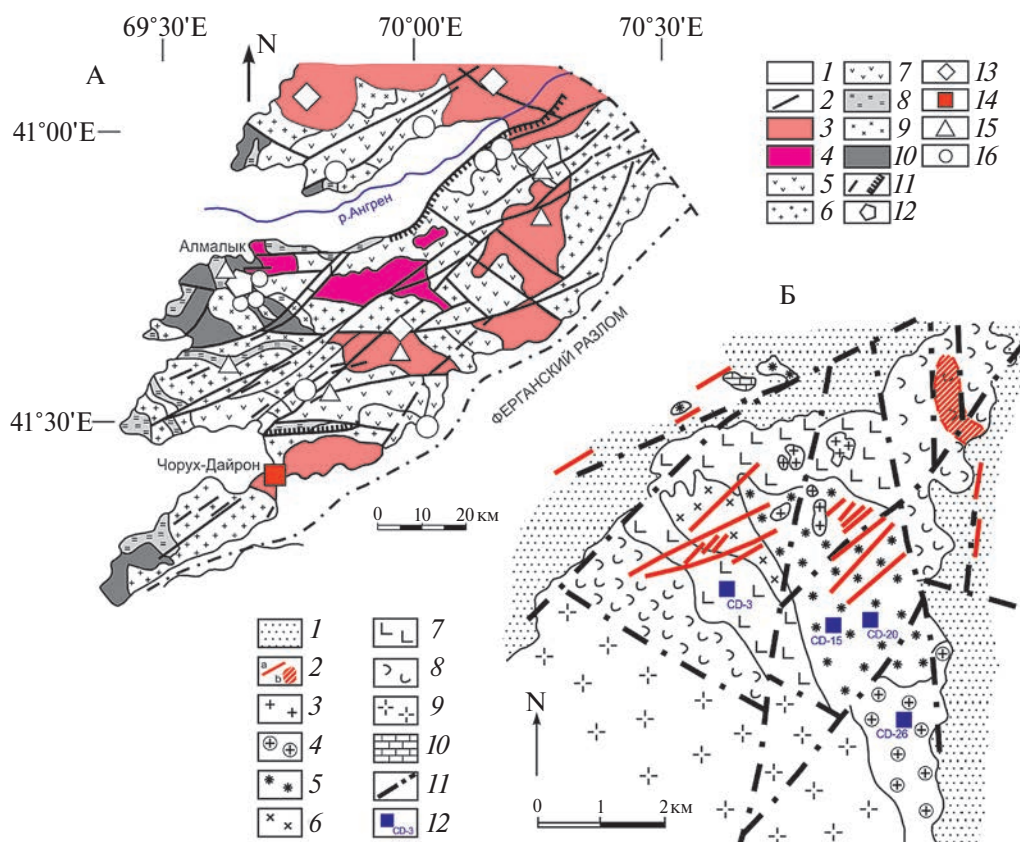


Рис. 2. Геологическая схема Кураминского сегмента Срединного Тянь-Шаня (А) и схема Чорух-Дайронского плутона и месторождения Чорух-Дайрон (Б) (по данным [5, 8–10]). А: 1 – мезо-кайнозойские отложения, 2 – пояса даек (диабаз-порфиры, риолит-порфиры), 3 – позднекаменноугольный-раннепермский калиевый субшелочной вулканоплутонический комплекс, 4 – позднекаменноугольный калиевый субшелочной вулканический комплекс, 5 – ранне-позднекаменноугольный андезит-дацитовый комплекс, 6 – ранне-позднекаменноугольный диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, 7 – ранне-позднекаменноугольный андезит-базальтовый комплекс, 8 – верхнедевонские-нижнекаменноугольные карбонатные породы, 9 – ордовикские-силурийские гранитоиды, 10 – девонские и более древние (до докембрийских) метаморфизованные вулканы и осадочные породы, 11 – зоны разломов (а – нормальные разломы, б – надвиги), 12–16 – рудные месторождения (12 – порфировые Cu–Mo–Au-месторождения, 13 – урановые месторождения, 14 – молибден-вольфрамовое месторождение Чорух-Дайрон, 15 – Ag–Pb–Zn-флюоритовые месторождения, 16 – эпитермальные Au–Ag-месторождения). Б: 1 – мезо-кайнозойские отложения, 2 – рудные зоны (а – субвертикальные, б – пологие), 3–7 – интрузивные породы Чорух-Дайронского плутона (3 – лейкограниты-аляскиты, 4 – монцограниты, 5 – кварцевые монцониты, 6 – монцониты, 7 – монцодиориты), 8 – калиевые субшелочные вулканы и субвулканические породы (трахиандезиты, трахибазальты, трахириолиты), 9 – ранне-позднекаменноугольные гранодиориты, 10 – нижнекаменноугольные (?) карбонатные породы, 11 – разломы, 12 – места отбора проб для изотопного датирования цирконов и их номера.

свойственен ещё меньший цветной индекс (около 10 об.%) при резко подчинённой роли клинопироксена и преобладании биотита над амфиболом, ещё меньшей основностью плагиоклаза (андезин-лабрадор с 45–30 мол.% анортита) и присутствием, наряду с ортоклазом, и микроклина. Плагиоклаз (андезин с 40–30 мол.% анортита) количественно уступает калиевому полевому шпату (ортоклазу и микроклину).

Кварцевые монцониты слагают внутреннюю область плутона (рис. 2 Б). Эти крупно-среднезернистые, обычно порфировидные

породы характеризуются присутствием в небольших и сопоставимых содержаниях (по 5–7 об.% каждого) клинопироксена (авгита, иногда с мелкими включениями гиперстена), амфибола и биотита. Калиевый полевой шпат (обычно ортоклаз) преобладает над плагиоклазом (андезин-лабрадором с 55–35 мол.% анортита); в более существенных количествах (15–20 об.%) содержится кварц. Монцограниты слагают мелкие штоки. В этих лейкократовых породах (цветной индекс 5–7 об.%) присутствуют крупные (до 10 мм) порфировидные выделения ортоклаза,

Таблица 1. Содержания главных компонентов (вес.%) и элементов-примесей (ppm) в изученных пробах пород Чорух-Дайронского плутона

№ проб	CD-3	CD-15	CD-20	CD-26		CD-3	CD-15	CD-20	CD-26
породы	монцо-диорит	кварцевый сиенит	кварцевый монцонит	монцогранит		монцо-диорит	кварцевый сиенит	кварцевый монцонит	монцогранит
SiO ₂	55.50	61.64	64.88	70.63	Nb	5.24	15.9	22.6	30.1
TiO ₂	0.74	0.49	0.50	0.32	Y	19.6	23.6	26.1	29.4
Al ₂ O ₃	17.02	15.81	15.18	12.72	Sn	2.05	2.32	2.50	2.91
Fe ₂ O ₃	2.37	3.41	2.07	1.40	Mo	1.13	2.08	2.45	2.88
FeO	4.38	1.64	2.25	1.33	W	1.54	3.91	8.46	4.07
MnO	0.17	0.15	0.08	0.06	Cs	1.53	2.10	2.51	2.89
MgO	3.91	2.26	1.62	0.78	Hf	3.99	4.97	7.13	6.41
CaO	7.09	2.85	2.99	1.91	Ta	0.47	1.14	1.30	1.89
Na ₂ O	3.60	3.60	2.75	3.50	Th	15.6	17.2	20.6	22.3
K ₂ O	3.48	5.96	5.93	5.72	U	4.93	5.08	6.11	6.90
P ₂ O ₅	0.32	0.25	0.15	0.08	Cu	91.3	153	261	209
F	0.094	0.051	0.130	0.151	Zn	50.2	90.4	112	101
CO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	Pb	41.4	39.6	56.0	43.2
S _{total}	<0.10	0.12	<0.10	<0.10	La	22.3	28.3	30.1	46.2
H ₂ O ⁻	0.38	0.24	0.22	0.23	Ce	32.9	44.9	64.4	74.0
H ₂ O ⁺	0.20	0.81	0.38	0.26	Pr	6.92	7.04	7.11	7.32
Total	99.50	99.81	99.43	99.29	Nd	22.3	26.5	28.5	33.7
Ba	1814	2238	1372	516	Sm	4.19	4.83	5.01	5.65
Sr	791	650	344	174	Eu	1.51	1.38	1.09	0.91
Co	12.4	11.5	5.47	2.48	Gd	4.02	4.33	4.48	4.56
Ni	16.3	13.1	9.4	10.2	Tb	0.58	0.63	0.69	0.62
V	185	114	62.8	30.2	Dy	3.56	3.64	4.13	4.29
Cr	25.8	20.4	14.0	11.5	Ho	0.63	0.70	0.83	0.91
Li	26.7	21.4	16.9	24.0	Er	2.63	3.02	2.38	2.49
Rb	73.6	202	288	341	Tm	0.66	0.54	0.47	0.31
Be	1.90	2.74	2.91	4.67	Yb	1.90	2.04	2.27	2.19
Zr	119	199	293	245	Lu	0.22	0.27	0.31	0.34

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.

занимающие иногда до 25% объёма породы. В основной массе этих пород ортоклаз и микроклин количественно преобладают над плагиоклазом (олигоклазом-андезином с 40–25 мол.% анортита), а биотит – над амфиболом. Более поздние субщелочные лейкограниты слагают мелкие разобщённые дайки и жилы и отличаются равномерной мелкозернистой, иногда аплитовой структурой и лейкократовым обликом, обусловленным низким (не более 3–5 об.%) содержанием единственного фемического минерала – биотита. Лампрофиры слагают несколько

узких (до 1 м) даек; они образованы основным-средним плагиоклазом (30 об.%) и клинопироксеном (авгитом) (30 об.%), с подчинёнными биотитом и амфиболом (вместе до 20 об.%), а также калиевым полевым шпатом (5–10 об.%). Пироксен (авгит) иногда слагает также порфировидные выделения.

Акцессорные минералы данных интрузивных пород включают магнетит, апатит, титанит, циркон, в кварцевых монцонитах отмечаются также алланит и эпидот. Породы в целом относятся к магнетитовой серии, шошонитовой и отчасти

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород Чорух-Дайронского плутона

№ точки анализа	Содержание, г/г		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	
Проба CD-3													
1	21	506	0.60	0.33713	1.7	0.04700	1.4	0.8	295	9	296	8	0.4
2	33	789	0.64	0.33839	1.6	0.04714	1.4	0.9	296	8	297	8	0.3
3	18	435	0.52	0.33678	1.8	0.04766	1.4	0.8	295	9	300	8	1.8
4	17	417	0.55	0.33469	1.9	0.04642	1.4	0.8	293	9	293	8	−0.2
5	29	710	0.48	0.33372	1.7	0.04629	1.4	0.9	292	9	292	8	−0.2
6	15	372	0.53	0.34093	2.0	0.04705	1.5	0.7	298	10	296	8	−0.5
Проба CD-15													
1	16	380	0.59	0.34005	1.8	0.04700	1.4	0.8	297	9	296	8	−0.4
2	16	383	0.56	0.33837	1.8	0.04637	1.4	0.8	296	9	292	8	−1.3
3	59	1452	0.76	0.33633	1.5	0.04621	1.4	0.9	294	8	291	8	−1.1
4	16	403	0.53	0.33056	2.7	0.04602	1.4	0.5	290	16	290	8	0.0
5	16	381	0.52	0.33688	1.8	0.04701	1.4	0.8	295	9	296	8	0.5
6	18	449	0.75	0.33341	2.6	0.04637	1.4	0.6	292	15	292	8	0.0
7	22	534	0.55	0.33679	1.7	0.04700	1.4	0.8	295	9	296	8	0.5
8	17	404	0.70	0.34484	1.9	0.04737	1.5	0.8	301	10	298	8	−0.8
9	16	396	0.61	0.33615	1.9	0.04653	1.5	0.8	294	10	293	8	−0.3
10	16	404	0.58	0.33773	1.8	0.04636	1.4	0.8	296	9	292	8	−1.2
11	20	472	0.63	0.33978	2.6	0.04716	1.4	0.6	297	15	297	9	0.0
12	31	735	0.49	0.34218	1.8	0.04736	1.4	0.8	299	9	298	8	−0.2
13	17	404	0.64	0.33990	1.9	0.04685	1.5	0.8	297	10	295	8	−0.6
Проба CD-20													
1	15	364	0.63	0.34622	1.9	0.04744	1.5	0.8	302	10	299	8	−1.0
2	19	455	0.80	0.33075	1.8	0.04609	1.4	0.8	290	9	291	8	0.1
3	15	369	0.70	0.33084	1.8	0.04607	1.4	0.8	290	9	290	8	0.1
4	14	331	0.56	0.34027	1.9	0.04683	1.5	0.8	297	10	295	8	−0.8
5	27	663	0.54	0.33370	1.7	0.04644	1.4	0.9	292	8	293	8	0.1
6	22	525	0.79	0.33355	1.7	0.04656	1.4	0.8	292	9	293	8	0.4
7	30	735	0.58	0.34079	1.6	0.04688	1.4	0.9	298	9	295	8	−0.8
8	28	691	0.70	0.32945	1.7	0.04612	1.4	0.9	289	8	291	8	0.5
9	18	428	0.58	0.33503	1.8	0.04663	1.4	0.8	293	9	294	8	0.1
10	21	494	0.57	0.34032	1.7	0.04737	1.4	0.8	297	9	298	8	0.3
11	14	349	0.69	0.33468	1.8	0.04654	1.4	0.8	293	9	293	8	0.0
12	15	367	0.68	0.34067	1.8	0.04693	1.4	0.8	298	10	296	8	−0.7
13	22	532	0.80	0.34751	1.9	0.04768	1.4	0.7	303	10	300	9	−0.8
14	24	584	0.52	0.33526	1.8	0.04610	1.4	0.8	294	9	291	8	−1.1

Окончание таблицы 2

15	14	333	0.57	0.33609	1.9	0.04657	1.5	0.8	294	10	293	8	−0.3
Проба CD-26													
1	28	682	0.80	0.33681	1.7	0.04659	1.4	0.8	295	9	294	8	−0.4
2	52	1249	0.93	0.33545	1.6	0.04676	1.4	0.9	294	8	295	8	0.3
3	67	1626	0.86	0.33150	1.5	0.04613	1.4	0.9	291	8	291	8	0.0
4	20	489	0.83	0.33522	2.1	0.04637	1.5	0.7	294	11	292	8	−0.4
5	19	451	0.78	0.33750	1.8	0.04674	1.4	0.8	295	9	295	8	−0.3
6	30	731	0.85	0.33819	1.9	0.04651	1.4	0.8	296	10	293	8	−0.9
7	27	652	0.88	0.33102	1.7	0.04605	1.4	0.8	290	9	290	8	0.0

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

высококаалиевой известково-щелочной сериям, умеренно-глинозёмистому I-типу, и характеризуются существенным обогащением лёгкими РЗЭ, при обычном отсутствии аномалий Eu или слабом дефиците Eu в более дифференцированных породах [5, 9, 10]. Известные изотопные данные по возрасту интрузивных пород Чорух-Дайронского плутона включают калий-аргоновые датировки порядка 306–298 млн лет [11].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U–Pb-изотопного датирования циркона была отобраны из монцодиоритов, кварцевых сиенитов, кварцевых монцонитов и монцогранитов Чорух-Дайронского плутона (рис. 2 Б). Состав пороодообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведён 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 ²⁰⁸Pb при минимальном значении ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось

в режиме счёта для всех изотопов, кроме ²³⁸U и ²³²Th (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” [12]. ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U=137.818 [13]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [14]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [15]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [16], для которого получен возраст 418±3.7 млн лет (2σ, n = 11).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб монцодиоритов, кварцевых сиенитов, кварцевых монцонитов и монцогранитов Чорух-Дайронского плутона были извлечены соответственно 6 (монцодиориты), 13 (кварцевые сиениты), 15 (кварцевые монцониты) и 7 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 2). Эти зёрна обычно прозрачные, с редкими включениями непрозрачных минералов, бледно-розовые (до розовых в монцодиорите), характеризуются таблитчатой до призматической (монцодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты) и удлиненно-призматической (монцограниты) формой длиной 100–200 мкм с коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:8 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдаются небольшое тёмное или 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 со следующими значениями: 295.1 ± 3.3 млн лет (СКВО = 0.47) (монцодиориты), 294.7 ± 2.3 млн лет (СКВО = 3.3) (кварцевые сиениты), 294.1 ± 2.1 млн лет (СКВО = 0.44) (кварцевые монцониты) и 293.0 ± 3.0 млн лет (СКВО = 0.11) (монцограниты) (табл. 2; рис. 3). Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из 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 [17]. Как следствие, полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста, отвечающие интервалу времени порядка 298–290 млн лет, могут рассматриваться как возраст кристаллизации интрузивных фаз Чорух-Дайронского плутона.

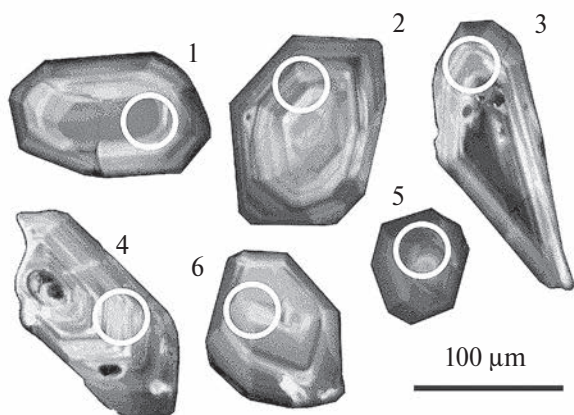
ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения (порядка 298–290 млн лет) возраста кристаллизации интрузивных пород Чорух-Дайронского плутона являются существенно более молодым, чем известные значения возраста кристаллизации интрузивных пород порфировых Cu–Au–Mo-месторождений Алмалыкского рудного района, также относимых к производным позднепалеозойского высококалийевого известково-щелочного и шошонитового магматизма [3]. 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 [3]. 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) [4]. С этим согласуются имеющиеся изотопные Re–Os-датировки молибденита из порфировых штоков данных месторождений, с модельным возрастом в диапазоне от 313.2 до 306.3 млн лет и двумя изохронными датами – 307.6 ± 2.5 млн лет и 309.1 ± 2.2 млн лет [4]. Близкие и несколько более молодые значения

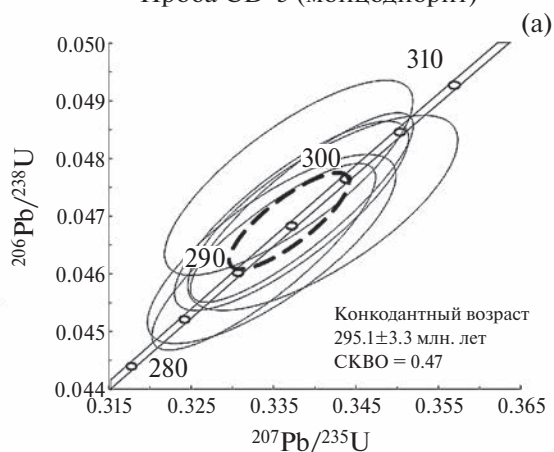
изотопного U–Pb-возраста циркона интрузивных пород Алмалыкского рудного района были также получены ранее и составляли 308 ± 1 млн лет (кварцевые монцодиориты), 315 ± 1 млн лет (гранит-порфиры), 306 ± 3 млн лет (гранодиориты), 317 ± 8 млн лет (граниты) и 297 ± 3 млн лет (дайка фельзитов) [6]. Таким образом, в совокупности с ранее опубликованными данными по изотопному U–Pb-возрасту циркона интрузий Алмалыкского рудного района, новые изотопные датировки пород Чорух-Дайронского плутона указывают на проявление в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня, по меньшей мере, двух позднепалеозойских пульсов высококалийевого известково-щелочного и шошонитового магматизма – раннего (с возрастом порядка 337–313 млн лет и до 308–297 млн лет), и позднего (порядка 298–290 млн лет и, возможно, более молодых). Как альтернативный вариант, модель непрерывного проявления калиевого магматизма в течение длительного периода (начиная с времени около 337 млн лет и до 290 млн лет, возможно, и в последующее время), вероятно, также может быть рассмотрена.

Такая эволюция калиевого магматизма, по-видимому, отвечает соответствующей тектонической эволюции Кураминского сегмента и более обширного региона Срединного Тянь-Шаня. Начало субдукции в этом регионе при конвергенции Казахстан-Северо-Тянь-Шаньского и Таримского континентов, разделенных Туркестанским палеоокеаном, отвечало возрасту порядка 330–325 млн лет, а кульминация коллизии – границе карбона-перми (295 млн лет) в связи с окончательным закрытием Туркестанского палеоокеана, тогда как последующие (моложе 295 млн лет) события в регионе отвечали уже пост-коллизийному этапу [6, 7]. В этом контексте, возраст интрузий высококалийевой известково-щелочной и шошонитовой серий, отвечавших раннему позднепалеозойскому (позднекаменноугольному) пульсу калиевого магматизма в Кураминском сегменте (337–313 млн лет и до 308–297 млн лет), соответствует начальному и зрелому субдукционному тектоническому режиму. В этих условиях формировались окраинно-континентальные (вероятно, задуговые) рифтогенные структуры, с соответствующей генерацией шошонитовых магм в области метасоматически-измененной литосферной мантии, и с определенным вкладом коровых магматических источников [3, 5, 9, 10]. В отличие от этого, возраст шошонитовых интрузий, отвечавших позднему позднепалеозойскому (позднекаменноугольному-раннепермскому) пульсу

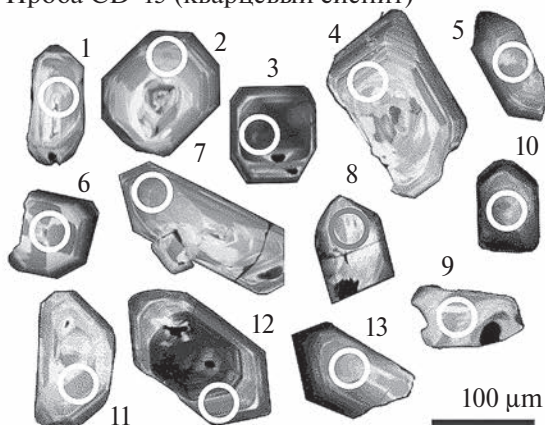
Проба CD-3 (монцодиорит)



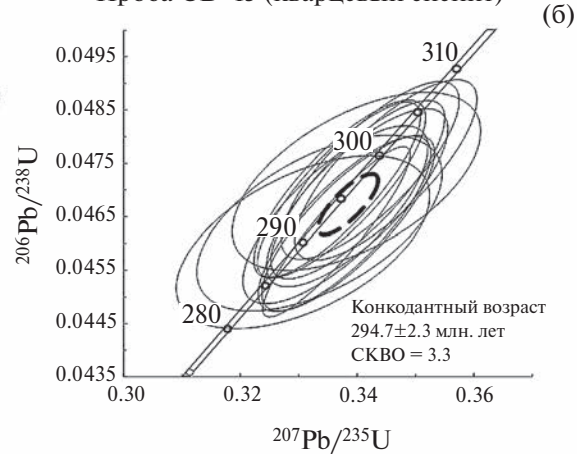
Проба CD-3 (монцодиорит)



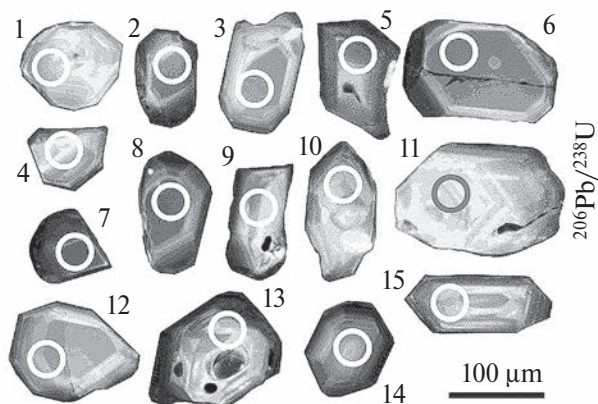
Проба CD-15 (кварцевый сиенит)



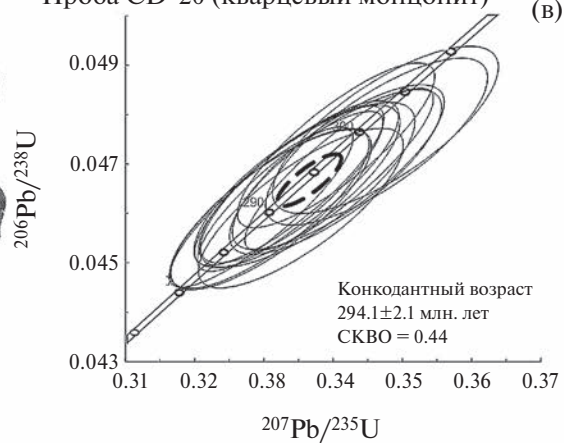
Проба CD-15 (кварцевый сиенит)



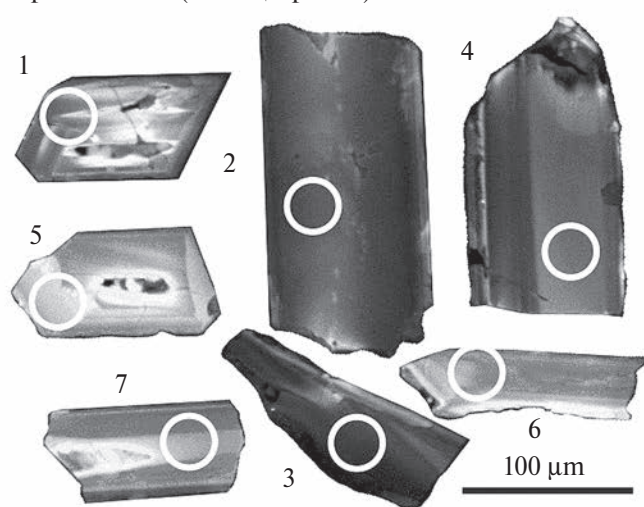
Проба CD-20 (кварцевый монцонит)



Проба CD-20 (кварцевый монцонит)



Проба CD-26 (моноцогранит)



Проба CD-26 (моноцогранит)

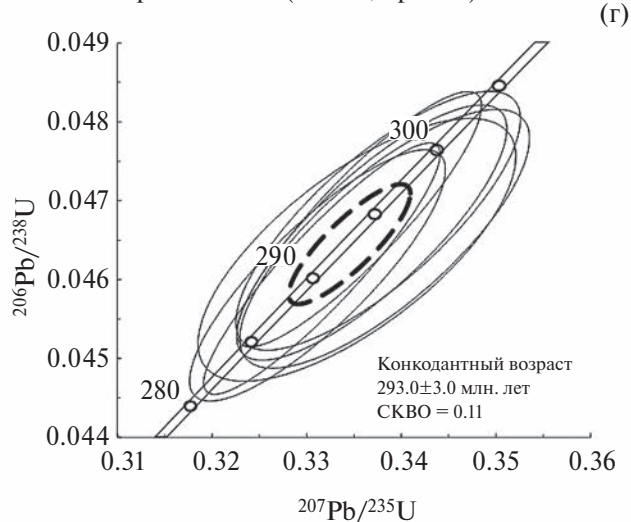


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Чорух-Дайронского плутона (тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных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

в Кураминском сегменте (порядка 298–290 млн лет и, вероятно, более молодых), соответствует переходному субдукционному-постколлиззионному или даже, собственно, постколлиззионному режиму. В этих условиях, в связи с прекращением субдукции, могли возникать разрывы сплошности субдуцированной плиты типа “slab windows” с проникновением астеносферной мантии сквозь них. Как следствие, в этой обстановке могли возникать условия для плавления литосферной мантии, модифицированной при субдукции, и субдуцированного слэба под влиянием поднимавшейся горячей астеносферной мантии [18], с появлением соответствующих сложных составов магматических пород. В частности, содержания Zr в интрузивных породах Чорух-Дайронского плутона скорее невысоки (порядка 100–300 ppm; табл. 1; см. также [5, 9]), что характерно для магм, связанных с субдукцией [19]. Напротив, содержания Nb и Y в этих породах повышены (до 30 ppm; табл. 1; см. также [5, 9]), что характерно для пост-коллиззионных магм [20]. В этой обстановке также отмечался определённый вклад и коровых магматических источников, с возможным смешением мантийных основных и коровых кислых магм [9].

Полученные возрастные датировки пород Чорух-Дайронского плутона, с которым связано существенно вольфрамовое W–Mo–Cu–Au-месторождение, показывают, что отмеченной

тектонической и магматической эволюции отвечает и определённая металлогеническая эволюция. В частности, первый (ранний) пульс калиевого магматизма, связанный с субдукционным этапом и представленный позднекаменноугольными интрузиями Алмалыкского рудного района, датированными возрастом порядка 337–313 млн лет (с наиболее молодыми интрузивными фазами с возрастом порядка 308–297 млн лет), сопровождается порфировыми Cu–Au–Mo-месторождениями. Напротив, второй (поздний) пульс, связанный с переходным субдукционным-постколлиззионным или даже, собственно, постколлиззионным режимом и представленный позднекаменноугольными-раннепермскими интрузиями шошонитовой серии, развитыми на Чорух-Дайронском месторождении и датированными возрастом 298–290 млн лет, сопровождается существенно молибден-вольфрамовой W–Mo–Cu–Au-минерализацией. Вероятно, промежуточными по возрасту являются эпитеральные золоторудные месторождения Кураминского сегмента (Кайрагач, Кочбулак и др.), для которых характерна связь с шошонитовым магматизмом и возраст порядка 300–295 млн лет [7]. Таким образом, в Кураминском сегменте намечается позднепалеозойская металлогеническая эволюция от порфировых Cu–Au–Mo-месторождений к эпитеральным золоторудным (с серебром) и затем

существенно молибден-вольфрамовым (с попутными Cu и Au) месторождениям.

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., Seltsmann 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. 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.
4. 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.
5. Soloviev S. G., Kryazhev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Chorukh-Dairon W-Mo-Cu skarn deposit in the Middle Tien Shan, Northern Tajikistan // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 80. P. 79–102.
6. Seltsmann 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. Seltsmann 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.
8. Власова Д. К., Жариков В. А. Контактково-инфильтрационные скарны Чорух-Дайрона / Ред. Коржинский Д. С., Жариков В. А. *Метасоматизм и оруденение.* Москва, изд-во Наука. 1975. С. 5–80.
9. Soloviev S. G., Krivoschekov N. N. Petrochemistry of rocks in the Chorukh-Dairon monzonite-syenite-granite pluton, Northern Tajikistan // *Geochem. Internat.* 2011. V. 49. P. 691–710.
10. Мамаджанов Ю. Петрология и геохимия шошонит-латитовой ассоциации Кураминской зоны. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Душанбе: Институт геологии Таджикистана. 1995. 24 с.
11. Волков В. Н., Аракелянц М. М., Таджибаев Г. Т. Возраст магматических и метасоматических пород Чорух-Дайронского грабена по данным калий-аргонового датирования (Срединный Тянь-Шань) // Доклады Таджикской АССР. Серия геологическая. 1990. Т. 12. С. 40–47.
12. 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.
13. 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.
14. 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.
15. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center. Berkeley, CA, 2003. P. 1–70
16. 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.
17. 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.
18. Sisson V. B., Pavlis T. L., Roeske S. M., Thorkelson D. J. Introduction: An overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings / In: Sisson, V. B., Roeske, S. M., and Pavlis, T. L. (eds.). // *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin. Geological Society of America Special Paper.* 2003. V. 371. P. 1–18.

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. *Lustrino M., Wilson M.* The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province // *Earth-Science Reviews.* 2007. V. 81. P. 1–65.

**ISOTOPIC U–Pb AGE OF ZIRCON (LA-ICP-MS METHOD)
FROM IGNEOUS ROCKS OF THE CHORUKH-DAIRON W–Mo(–Cu–Au)
DEPOSIT (TAJIKISTAN): FIRST EVIDENCES FOR POST-COLLISIONAL
ORE FORMATION IN THE KURAMA SEGMENT
OF THE MIDDLE TIEN SHAN**

**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: serguei07@mail.ru*

The paper presents isotopic U–Pb zircon data (LA–ICP–MS method) for the main types of high-potassic intrusive rocks of the Chorukh-Dairon W–Mo(–Cu–Au) skarn deposit situated in the Kurama segment of the Middle Tien Shan near the largest porphyry Cu–Mo–Au deposits of the Almalyk mineralized cluster. Together with the other Au, W, Mo and Cu deposits, all these deposits are parts of the extended Late Paleozoic metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U–Pb zircon data obtained for the rocks of successive intrusion phases in the Chorukh-Dairon pluton span from about 298 Ma to 290 Ma. This interval included crystallization of monzodiorite (295.1 ± 3.3 Ma), quartz syenite (294.7 ± 2.3 Ma), quartz monzonite (294.1 ± 2.1 Ma), and monzogranite (293.0 ± 3.0 Ma). These dates correspond to the pluton emplacement at the Late Carboniferous–Early Permian boundary and highlight its younger age compared to the productive high-potassic intrusions of the porphyry Cu–Mo–Au deposits in the Almalyk mineralized cluster, the latter assigned to the Late Carboniferous (about 337–313 Ma and partially to 308–297 Ma). By contrast to the latter, which were intruded in the subduction-related environment, the emplacement of the high-potassic rock of the Chorukh-Dairon pluton occurred in the transitional subduction-related to post-collisional environment or even under an actual post-collisional regime. This allows distinguishing two pulses of ore-bearing Carboniferous–Permian high-potassic calc-alkaline to shoshonitic series magmatism in the Middle Tien Shan. Consistently, there is a metallogenic evolution in the region that was expressed in the transition from porphyry Cu–Mo–Au deposits associated with subduction-related potassic magmatism, and likely evolving toward epithermal Au–Ag deposits, to essentially tungsten (W–Mo–Cu–Au) deposits associated with younger potassic magmatism occurring rather in the post-collisional environment.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Chorukh-Dairon W–Mo deposit, Almalyk porphyry Cu–Mo–Au deposits, Tajikistan, Tien Shan.