

УДК 553.41'43'46/552.32/550.93

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ: ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД СОНКУЛЬСКОГО И КОКТУРПАКСКОГО ПЛУТОНОВ (ВОСТОЧНЫЙ КИРГИЗСТАН)

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

Поступило 05.03.2024 г.

После доработки 06.03.2024 г.

Принято к публикации 06.03.2024 г.

Приведены данные изотопного U–Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Сонкульского и Коктурпакского плутонов, приуроченных к системе глубинных разломов “линии В.А. Николаева” в восточном Киргизстане. С этими плутонами высококалийевых пород пространственно и генетически связаны W–Mo–Cu–Au-месторождения Кумбель и Кашкасу, соответственно, а также другие проявления вольфрамовой и W–Au-минерализации. Наряду с другими месторождениями золота, вольфрама и меди, они входят в состав протяжённого металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона для пород последовательных интрузивных фаз охватывают интервал от примерно 303 млн лет до 283 млн лет. Этот интервал включал кристаллизацию оливиновых габбро (299 ± 2 млн лет) в Сонкульском плутоне, монзонитов (300 ± 3 млн лет) в Коктурпакском плутоне, гранодиоритов главной фазы внедрения (299 ± 3 млн лет в Сонкульском плутоне и 297 ± 4 млн лет в Коктурпакском плутоне), и монцогранитов (289 ± 4 млн лет в Сонкульском плутоне и 285 ± 2 млн лет в Коктурпакском плутоне). Установлены также антекристы циркона с датировками 306–311 млн лет. Полученные возрастные датировки отвечают становлению плутонов в позднем карбоне-ранней перми в тектонической обстановке сначала субдукционного, а затем постколлизийного режима. Кроме того, в Срединном Тянь-Шане, этот возрастной интервал соответствует одному из региональных пульсов рудоносного высококалийевого известково-щелочного и шононитового магматизма. Этим пульсам отвечает определённая металлогеническая эволюция, выраженная в смене Au–Mo–Cu-порфировых месторождений, связанных с более ранним пульсом, существенно вольфрамовыми (W–Mo–Cu–Au) и затем существенно золотыми плутоногенными месторождениями, связанными с более молодыми пульсами. В породах обнаружены также ксенокристи циркона с древним возрастом (порядка 1.5–2.5 млрд лет), вероятно, представляющим возраст пород фундамента Таримского кратона.

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

DOI: 10.31857/S2686739724070063

ВВЕДЕНИЕ

В крупнейшем медно-молибден-вольфрам-золоторудном металлогеническом поясе Тянь-Шаня, который протягивается более чем

на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1) [1, 2], располагаются многочисленные рудные месторождения, связанные с интрузиями монзонитоидов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста. Среди них наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота (Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др.), порфировые и скарновые Cu–Mo–Au-месторождения (в первую очередь гигантские порфировые месторождения Алмалыка), а также месторождения вольфрама разных типов

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

Соловьев и др. Рис_1

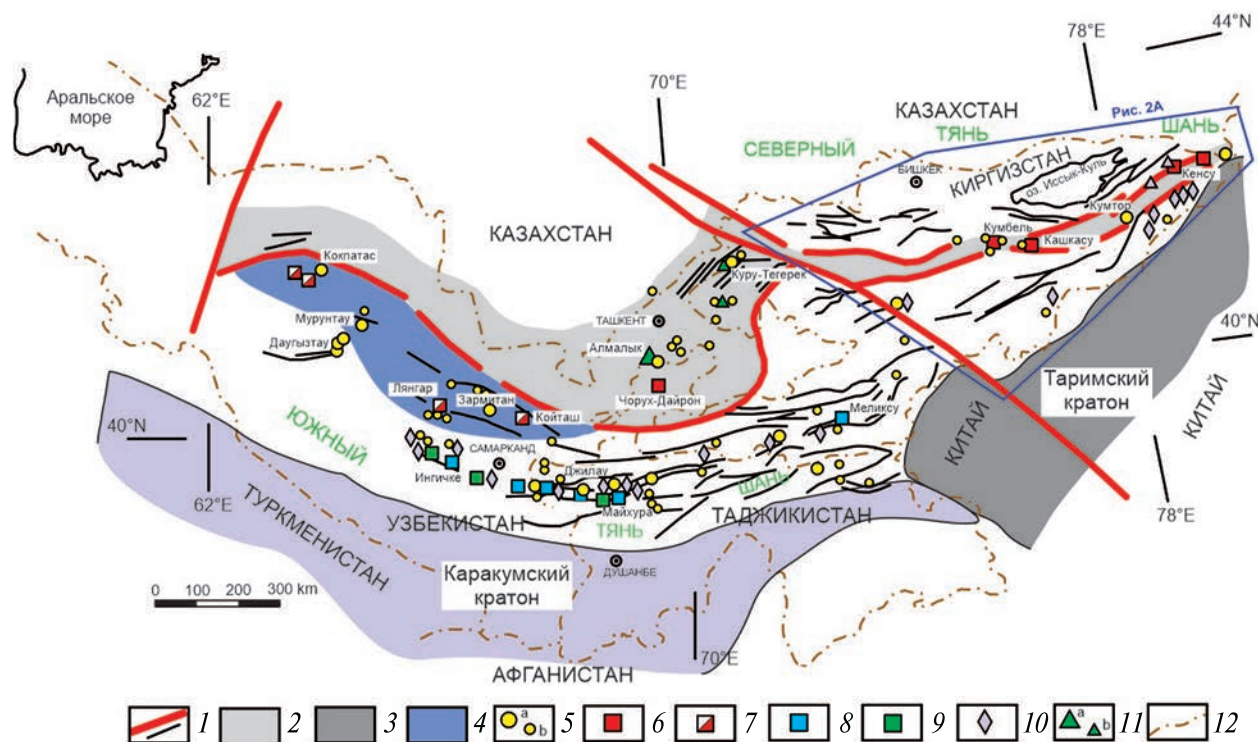


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (б) месторождения золота, 6 – 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 (б) медно-молибденовые и молибден-золото-медные порфировые месторождения, 12 – государственные границы.

(рис. 1) ([1, 2] и др.). Становление рудоносных интрузий происходило в субдукционных условиях при конвергенции Казахстан-Северо-Тянь-шаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизивной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 3].

Одним из крупных сегментов этого пояса является система глубинных разломов “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” (или “линии В.А. Николаева”), которая разделяет орогенные сооружения Срединного и Северного Тянь-Шаня (рис. 1, 2 А). К этой системе приурочены около 15 интрузивных массивов и связанных с ними месторождений и рудопроявлений W, Au и ассоциирующей Cu- и Mo-минерализации, выделяемых как протяжённая (более 500 км) Сонкуль-Кенсуйская металлогеническая зона [1].

В частности, с Сонкульским и Коктурпакским многофазными плутонами калиевых субщелочных пород, расположенными в её западной части, связаны вольфрамовые (с попутными Au, Cu, Mo) месторождения Кумбель (с Сонкульским плутоном) и Кашкасу (с Коктурпакским плутоном), а также многочисленные проявления золотой и иной минерализации [4, 5].

Хотя для ряда интрузий Тянь-Шаня был определён изотопный возраст (например, [3]), для многих рудоносных плутонов такие данные отсутствуют. Это в полной мере относится и к рудоносным интрузиям Сонкуль-Кенсуйской металлогенической зоны, по которым за всё время изучения были опубликованы лишь две даты изотопного U–Pb-возраста циркона (293 ± 1 млн лет и 291.0 ± 3.9 млн лет) по гранитоидным фазам Сонкульского плутона [6, 7]. Изотопное датирование рудоносных интрузий могло бы

способствовать более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции. Настоящая работа служит частичному восполнению этого пробела. Полученные результаты датирования рудоносного магматизма важны как для понимания генезиса рудной минерализации, так и её прогноза.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Крупный (порядка 40×20 км) Сонкульский плутон и ассоциирующие с ним сателлитные штоки (Ичесуйский и др.) и дайки включает породы нескольких фаз внедрения — от оливиновых монцогаббро до монцонитов и кварцевых монцонитов до количественно преобладающих гранодиоритов (главная фаза), а также монцогранитов и лейкогранитов-аляскистов. Похожий набор интрузивных фаз выделяется и в меньшем по размерам (40×1–6 км) Коктурпакском плутоне, где установлены монцодиориты, монцониты, гранодиориты (главная фаза), монцограниты и лейкограниты-аляскисты. В обоих плутонах присутствуют также промежуточные и поздние дайки основных пород (лампрофиров и др.) [4, 5].

Оливиновые монцогаббро развиты на периферии Сонкульского плутона, особенно на его северном фланге. Эти средне-мелкозернистые породы содержат оливин (0–30 об. %) совместно с клинопироксеном (10–20 об. %) и амфиболом (5–20 об. %), иногда также ортопироксен (гиперстен; 0–10 об. %) и биотит (0–5 об. %). Плагиоклаз (лабрадор-андезин; 40–60 об. %) существенно преобладает над калиевым полевым шпатом (обычно ортоклаз; 5–15 об. %). При убывании количества оливина, породы переходят в пироксен-амфиболовые монцогаббро, а при снижении количества темноцветных минералов — в монцодиориты. Именно монцодиориты были выделены как наиболее ранняя фаза в Коктурпакском плутоне, где они содержат пироксен (диопсид-авгит, энстатит-авгит; 10–20 об. %), амфибол (10–15 об. %), биотит (0–10 об. %), плагиоклаз (лабрадор-андезин; 30–40 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит; 10–20 об. %). Обычно присутствует также оливин (1–3 об. %).

Монцодиориты и монцониты обнаруживают взаимные переходы в Коктурпакском плутоне, где они слагают периферийные зоны и мелкие отдельные штоки, а монцониты связаны взаимными переходами с кварцевыми монцонитами в Ичесуйском сателлитном штоке Сонкульского плутона.

Монцониты содержат клинопироксен (диопсид-авгит; 5–25 об. %), амфибол (5–20 об. %) и биотит (<5–10 об. %), иногда — реликты ортопироксена (гиперстен; 0–5 об. %), а также плагиоклаз (андезин; 40–45 об. %), калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит; 10–15 об. %) и кварц (5–15 об. %). Кварцевые монцониты отличаются отсутствием пироксена, с преобладанием амфибола (5–10 об. %) и биотита (5–15 об. %), а также более высоким содержанием калиевого полевого шпата (ортоклаз; 15–20 об.) и кварца (15–25 об. %).

Гранодиориты главной фазы слагают подавляющий объём обоих плутонов. Это обычно средне-крупнозернистые порфиоровидные породы, которые содержат крупные (до 2×2 см) фенокристаллы калиевого полевого шпата (микроклина). Породы в целом сложены амфиболом (2–10 об. %), биотитом (10–15 об. %), плагиоклазом (лабрадор до андезина-олигоклаза; 30–40 об. %), калиевым полевым шпатом (20–35 об. %) и кварцем (15–20 об. %). Характерным для этих пород является присутствие обособлений-энклавов, сложенных темноцветными минералами (амфиболом, биотитом, иногда с клинопироксеном) и подчинённым плагиоклазом, с небольшой примесью калиевого полевого шпата. Более поздние монцограниты слагают небольшие штоки, прорывающие гранодиориты, а последующие лейкограниты-аляскисты — мелкие разобщённые дайки и жилы. Монцограниты — это мелкозернистые, иногда слабопорфиоровидные породы, сложенные калиевым полевым шпатом (ортоклаз; 30–35 об. %), плагиоклазом (олигоклаз и альбит-олигоклаз; 30–35 об. %) и кварцем (20–30 об. %), при небольшом содержании биотита (3–5 об. %) и редким амфиболом (1–2 об. %). Лейкограниты-аляскисты отличаются равномерной мелкозернистой, иногда аплитовой структурой и лейкократовым обликом, обусловленным низким (не более 5 об. %) содержанием единственного фемического минерала — биотита.

Акцессорные минералы интрузивных пород включают магнетит, апатит, титанит, циркон, в оливиновых монцогаббро изредка отмечается ильменит, в монцонитах и кварцевых монцонитах присутствуют также алланит и эпидот, а в гранодиоритах, монцогранитах и лейкогранитах-аляскистах — также монацит, алланит, изредка торит, турмалин и шеелит. Все породы относятся к магнетитовой серии, шошонитовой и высококалиевой известково-щелочной сериям, умеренно-глинозёмистому I-типу, и характеризуются заметным обогащением лёгкими РЗЭ,

Соловьев и др., Рис_2

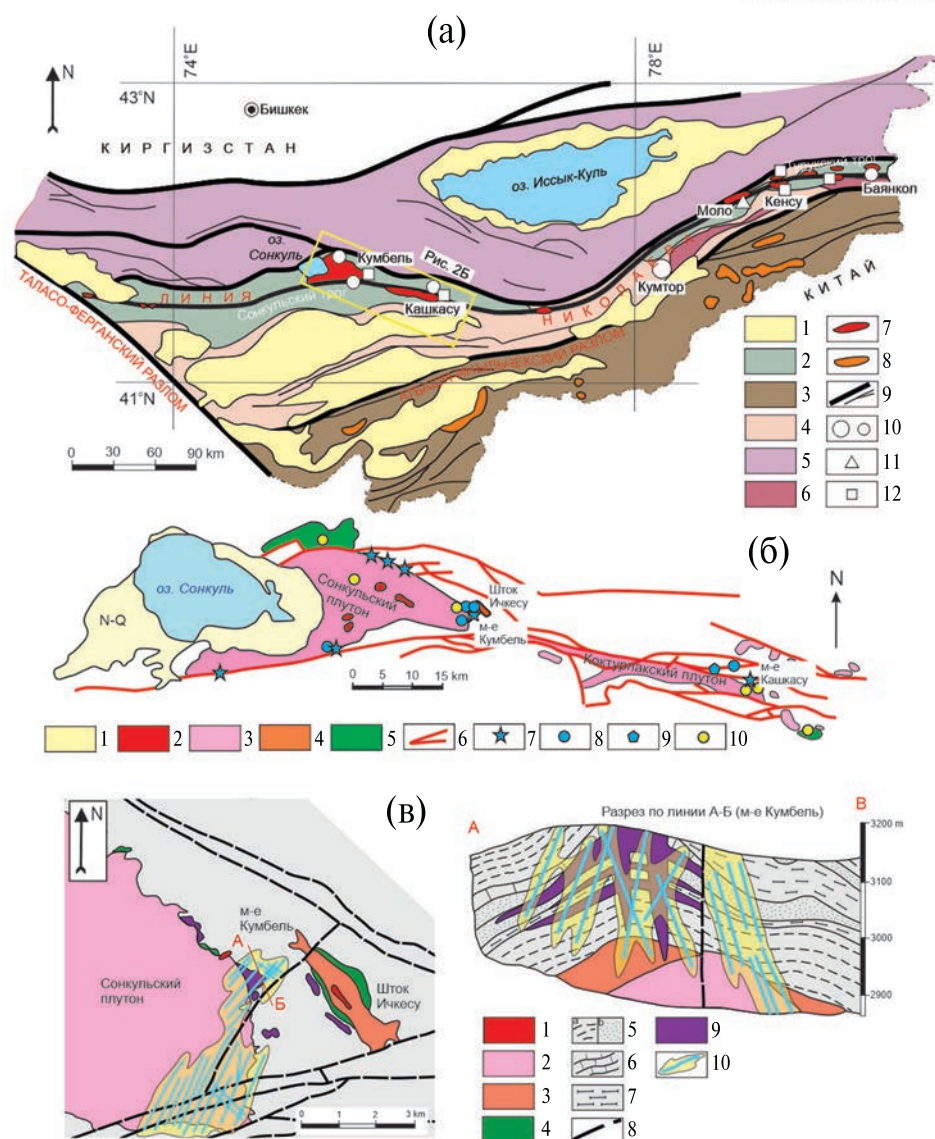


Рис. 2. Геологические схемы (А) Восточного Киргизстана, показывающая позицию “линии В.А. Николаева” и строение прилегающих территорий, (Б) района Сонкульского и Коктурпакского плутонов, и (В) восточного фланга Сонкульского плутона, с позицией месторождения Кумбель и его разрезом (по данным [5, 6]). А: 1 – кайнозойские отложения, 2 – позднедевонские-раннекаменноугольные сутурные трог (Сонкульский, Турукский), 3 – террейны Южного Тянь-Шаня, 4 – террейны Срединного Тянь-Шаня, 5 – террейны Северного Тянь-Шаня, 6 – палеопротерозойские (до архейских ?) гнейсы, амфиболиты, мигматиты (блоки основания Таримского кратона, отчлененные по системам рифтов), 7 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шошонитовой и высококальциевой известково-щелочной серий, 8 – отдельные позднекаменноугольные-пермские гранитоидные интрузивы Южного Тянь-Шаня, 9 – разломы, 10–12 – месторождения и рудопроявления (10 – золота, 11 – вольфрама, 12 – молибдена). Б: 1 – неоген-четвертичные конгломераты, песчаники, алевролиты, пески, гипсы, 2–5 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивные породы Сонкульского и Коктурпакского плутонов (2 – монцограниты, 3 – гранодиориты, 4 – монцониты до кварцевых монцонитов штока Ичкесу, 5 – оливиновые габбро, монцодиориты и монцониты), 6 – разломы, 7–9 – месторождения и рудопроявления (7 – вольфрама, 8 – золота, 9 – магнетита), 10 – места отбора проб для изотопного датирования цирконов. В: 1–4 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивные породы Сонкульского плутона и штока Ичкесу (1 – монцограниты, 3 – гранодиориты, 4 – монцониты до кварцевых монцонитов штока Ичкесу, 5 – монцодиориты до монцонитов), 5–7 – нижнекаменноугольные осадочные породы (5 – алевролиты (а), известковые песчаники и конгломераты (б), 6 – песчаные доломитовые известняки, 7 – тонкополосчатые пачки чередования алевролитов и песчаников, с частичным скарированием), 8 – разломы, 9 – скарны, 10 – зоны серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов со стержневыми кварцевыми жилами).

при обычном лишь слабом дефиците Eu в более дифференцированных породах [4, 5].

С плутонами пространственно ассоциирует значительная гидротермальная рудная минерализация. В частности, вольфрамовое скарновое месторождение Кумбель и связанные с ним поля золотоносных кварцевых жил и зоны штокверков расположено на восточном контакте Сонкульского плутона (рис. 2 В) [4]. Ресурсы этого месторождения оцениваются величиной порядка 30 тыс. т WO_3 (среднее содержание 0.40% WO_3 при бортовом содержании 0.10% WO_3) и около 8 т Au (среднее содержание 1.7 г/т Au), около 100 тыс. т Cu (среднее содержание 0.25% Cu), 2500 т Bi (среднее содержание 0.02% Bi) и 500 т Mo (среднее содержание 0.05% Mo) в контурах вольфрамовых руд [4]. Ресурсы золота за пределами этих контуров, по-видимому, составляют значительно большую величину (порядка 20–30 т Au). Месторождение включает крупные тела гранатовых, везувиан-гранатовых, пироксен-гранатовых и магнетитовых скарнов. Эти скарны замещаются метасоматитами, в составе которых широко развиты андрадитовый гранат, калиевый полевой шпат, гематит и кварц, а также шеелит, халькопирит и более редкий молибденит. Изменённые скарны пересекаются зонами серицит-карбонат-кварцевых (с адуляром) жил и прожилков, которые в контурах скарнов и за их пределами содержат шеелит, самородное золото, минералы Cu, Bi, Ag, As, Co-Ni и др. [4]. Такие же жильно-штокверковые зоны распространены и за пределами контуров скарнов, причём на значительном (километры) протяжении, где с ними связана золоторудная минерализация.

Вольфрамовое скарновое месторождение Кашкасу находится на северо-восточном фланге Коктурпакского плутона (рис. 2 Б). Ресурсы этого месторождения оцениваются примерно в 20–25 тыс. т WO_3 (среднее содержание в разных ресурсных блоках 0.30–0.37% WO_3 при бортовом содержании 0.10% WO_3) [5]. Как и месторождение Кумбель, оно включает тела скарнов преимущественно гранатового, а также скаполит-гранатового состава, которые замещаются послескарновыми метасоматитами, в которых преобладают андрадитовый гранат, скаполит, широко развиты калиевый полевой шпат, магнетит, гематит, а также шеелит, халькопирит и молибденит. Таким образом, как и на месторождении Кумбель, состав скарнов и послескарновых метасоматитов подчёркивает весьма окислительные условия минералообразования, как и

обстановку повышенной щёлочности, что согласуется со спецификой рудоносных интрузий высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Зоны серицит-карбонат-кварцевых жил и прожилков сравнительно менее распространены, однако они также содержат шеелит, самородные золото и висмут, сульфиды и сульфосоли Cu, Bi, Ag, Pb-Zn и др. [5].

Формирование этих месторождений представляло собой многоэтапный процесс, с чередованием этапов внедрения магматических пород и развития различных гидротермально-метасоматических образований, в том числе рудоносных. Скарны возникли до внедрения гранодиоритов главной фазы, однако замещение скарнов рудоносными минеральными ассоциациями послескарновых метасоматитов протекало после внедрения гранодиоритов. В свою очередь, скарны и послескарновые рудоносные метасоматиты, несущие W–Cu–Mo-минерализацию, пересекаются и срезаются дайками и жилами монцогранитов и лейкогранитов-аляскитов. Внедрение поздних даек основных пород предшествовало формированию серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов и связанной с ними вольфрам-золоторудной (с сульфидами и сульфосолями Cu, Bi, Ag, Pb-Zn и др.) минерализации [4, 5].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для изотопного U–Pb-датирования циркона были отобраны из оливиновых габбро, гранодиоритов и монцогранитов Сонкульского плутона, и из монцогранитов, гранодиоритов и монцогранитов Коктурпакского 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 ^{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 ,

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученных пробах пород Сонкульского и Коктурпаковского плутонов (вес. %, г/т)

плутоны	Сонкульский плутон			Коктурпаковский плутон			Сонкульский плутон				Коктурпаковский плутон			
№ проб	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8
породы	оливиновые габбро	грано- диорит	монцо- гранит	монцо- нит	грано- диорит	монцо- гранит	оливино- вые габбро	грано- диорит	монцо- гранит	монцо- нит	грано- диорит	монцо- гранит	грано- диорит	монцо- гранит
SiO ₂	51.27	64.06	71.30	56.24	65.79	71.75	Nb	10.6	20.5	14.1	14.2	16.9		
TiO ₂	0.98	0.53	0.23	0.79	0.45	0.30	Y	12.7	24.6	23.3	19.4	20.7		
Al ₂ O ₃	16.48	14.29	13.96	14.23	15.13	13.20	Mo	2.37	1.49	2.43	2.05	2.94		
Fe ₂ O ₃	4.06	3.01	1.68	2.48	2.31	1.02	W	2.31	2.51	2.11	2.18	6.12		
FeO	5.66	2.34	0.86	4.49	1.80	0.73	Sn	1.62	2.63	1.47	3.14	2.71		
MnO	0.13	0.06	0.02	0.30	0.07	0.03	Cs	2.01	1.73	1.69	1.73	2.60		
MgO	6.06	3.10	0.75	6.36	1.85	0.56	Hf	6.01	4.89	5.02	8.73	5.12		
CaO	9.06	3.56	1.06	6.24	3.94	2.32	Ta	0.79	2.45	0.80	1.12	1.58		
Na ₂ O	3.00	3.06	3.43	3.19	3.40	4.25	Ga	22.1	14.9	17.9	14.9	14.2		
K ₂ O	1.49	3.97	4.89	3.24	3.62	4.12	Th	21.8	54.8	8.94	20.3	38.5		
P ₂ O ₅	0.23	0.10	0.05	0.11	0.14	<0.04	U	3.77	4.42	2.53	3.84	5.17		
F	<0.01	0.061	<0.01	0.150	0.060	0.083	Cu	173	118	68.4	43.2	66.5		
CO ₂	<0.10	<0.10	<0.10	0.11	0.11	0.12	Zn	73.0	47.3	102	35.4	38.7		
S _{total}	<0.20	<0.20	<0.20	0.22	<0.20	<0.20	Pb	42.8	22.0	31.7	17.8	22.8		
H ₂ O ⁻	0.10	<0.10	<0.10	0.42	0.37	0.30	La	59.3	42.3	64.7	44.8	51.4		
H ₂ O ⁺	0.50	1.23	0.86	0.74	0.43	0.37	Ce	99.4	104	105	85.2	92.5		
Total	99.32	99.77	99.49	99.31	99.67	99.39	Pr	7.83	13.1	13.7	8.93	8.59		
							Nd	33.7	37.5	43.5	28.5	22.5		
Ba	1062	1122	725	1865	1324	1026	Sm	4.92	5.30	8.20	4.90	3.61		
Sr	922	477	351	1030	498	403	Eu	1.56	0.82	2.36	1.27	0.66		
Co	25.4	12.4	3.68	19.5	8.19	2.98	Gd	3.72	3.94	6.11	3.62	2.39		
Ni	24.3	26.0	2.11	38.4	11.9	4.37	Tb	0.55	0.56	0.85	0.57	0.51		
V	220	91.7	48.9	89.8	99.4	20.3	Dy	2.12	4.01	4.83	3.30	3.01		
Cr	144	119	42.7	70.8	103	56.9	Ho	0.56	0.75	0.93	0.72	0.61		
Rb	65.9	154	180	94.8	115	172	Er	1.67	2.83	3.22	2.19	1.82		
Li	21.1	15.8	12.5	16.2	8.12	11.0	Tm	0.27	0.38	0.40	0.32	0.33		
Be	1.54	2.75	3.20	1.88	2.20	2.49	Yb	1.81	2.48	2.18	2.10	1.45		
Zr	103	181	163	183	329	237	Lu	0.25	0.39	0.35	0.36	0.22		

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

^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счёта (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [8]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.818$ [9]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования изотопные U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [10]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [11]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [12], для которого получен возраст 418 ± 3.7 млн лет (2σ , $n = 11$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб пород Сонкульского плутона были изучены соответственно 18 (оливиновые габбро), 17 (гранодиориты центральной части плутона) и 12 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 2). Из проб пород Коктурпакского плутона были исследованы соответственно 8 (монцониты), 6 (гранодиориты) и 35 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 3). Зёрна циркона прозрачные до полупрозрачных, с редкими включениями непрозрачных минералов, бледно-розовые до бесцветных и бледно-жёлтых, характеризуются таблитчатой до призматической и удлинённо-призматической формой длиной 90–500 мкм и коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:6 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдается небольшое тёмное или светлое неяснозональное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из магмы.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии (рис. 3). При этом для оливиновых габбро Сонкульского плутона, монцонитов и монцогранитов Коктурпакского плутона характерна малая дисперсия значений изотопного возраста, и 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 [13]. Как следствие, указанные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста могут рассматриваться как возраст кристаллизации этих интрузивных фаз, соответственно, 299 ± 2 млн лет (СКВО = 2.8) (оливиновые габбро Сонкульского плутона), 300 ± 3 млн лет (СКВО = 0.9) (монцониты Коктурпакского плутона), 297 ± 4 млн лет (СКВО = 0.1) (гранодиориты Коктурпакского плутона) и 285 ± 2 млн лет (СКВО = 3.8) (монцограниты Коктурпакского плутона). Напротив, для монцогранитов Сонкульского массива и гранодиоритов Коктурпакского плутона характерны широкие вариации изотопного возраста циркона, с обособлением двух максимумов значений, в целом – от 299–289 млн лет до 306–311 млн лет (рис. 3). В этом случае, наиболее молодые конкордантные значения изотопного возраста циркона могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации “автокристов”, а, следовательно, и пород, в которых они обнаружены, а более древние – времени кристаллизации “антекристов”, которые образовались в промежуточных магматических очагах и камерах при последовательном развитии крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) [13]. Соответственно, возраст кристаллизации указанных интрузивных фаз, отвечающий кристаллизации “автокристов”, составляет 299 ± 3 млн лет (СКВО = 2.0) для гранодиоритов Сонкульского плутона и 289 ± 4 млн лет (СКВО = 0.8) для монцогранитов Сонкульского плутона. Кроме этого, в гранодиоритах Коктурпакского плутона установлены цирконы с гораздо более древним (порядка 1.5–2.5 млрд лет) изотопным возрастом, которые могут быть отнесены к “унаследованным” (по [13]), захваченным из пород, через которые внедрялась магма гранодиоритов или её материнский расплав.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения (в диапазоне 303–283 млн лет для “автокристов” циркона) возраста кристаллизации изученных интрузивных пород показывают длительное (в целом не менее 20 млн лет) становление Сонкульского и Коктурпакского плутонов. С учётом данных, полученных для “антекристов” циркона, время становления плутонов может быть увеличено ещё, по крайней мере, на 5–10 млн лет, таким образом, составив порядка 25–30 млн лет. Именно длительная магматическая дифференциация и кристаллизация,

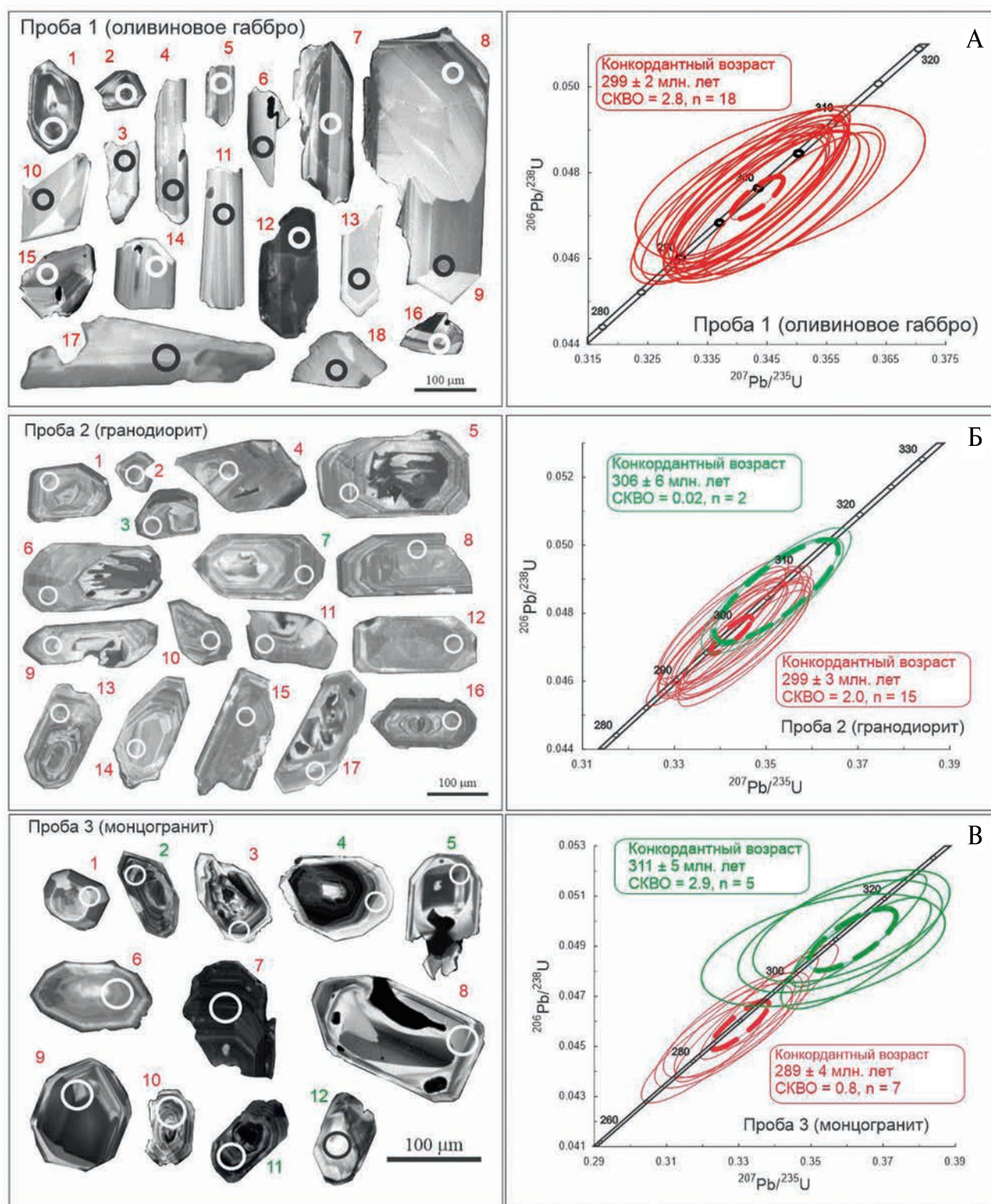


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблице 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Сонкульского плутона (тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных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

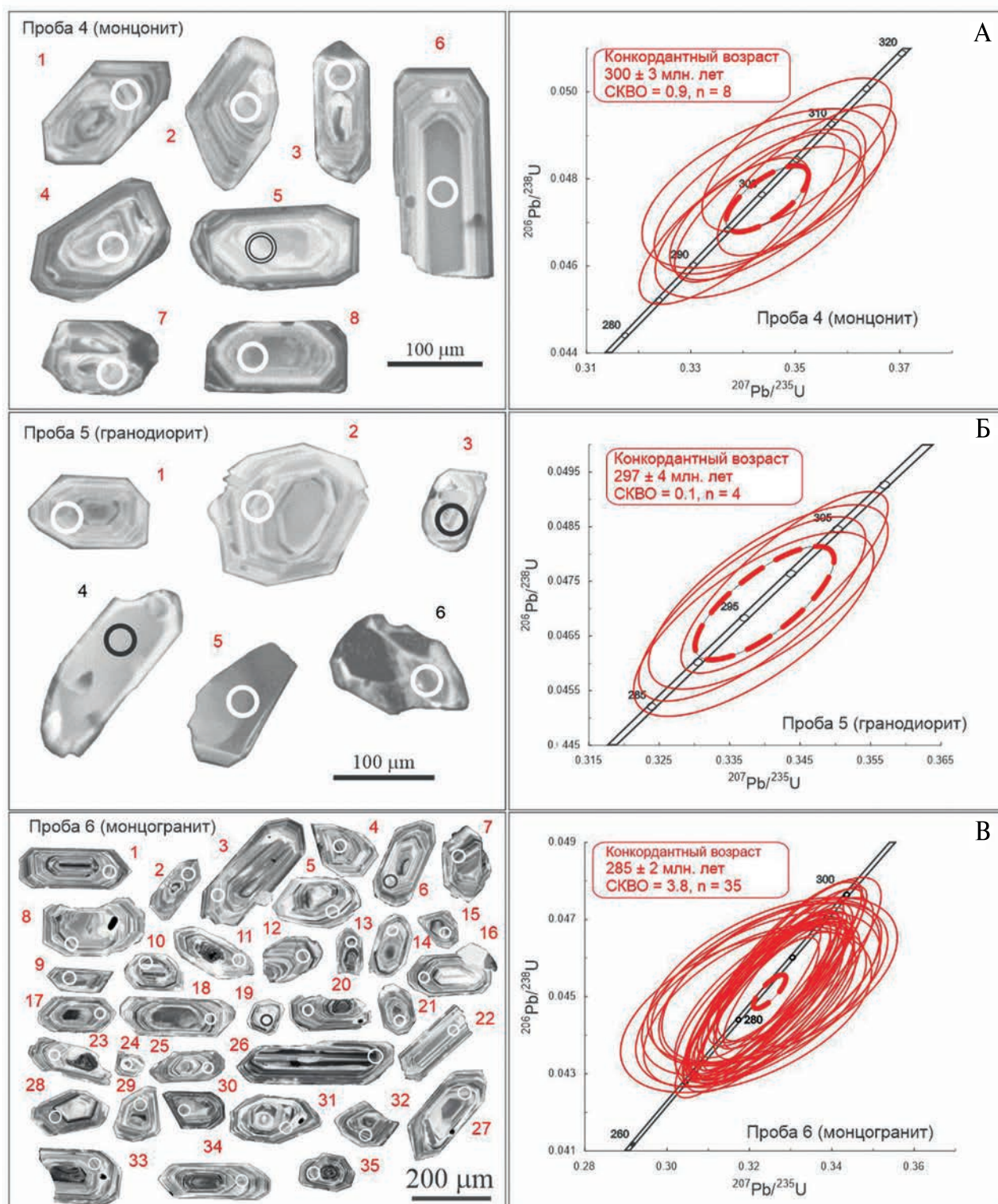


Рис. 4. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблице 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Коктурпакского плутона (тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и численных конкордантных возрастов приведены на уровне 2 σ).

Таблица 2. Результаты изотопных U-Pb-исследований циркона из пород Сонкульского и Коктурпакского плутонов

№ 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				
Проба 1 (оливиновое габбро) (северный фланг Сонкульского плутона)																
1		31	767			721	1.06	0.34925	1.7	0.04728	1.4	0.83	298	8	304	9
2		28	863			675	1.28	0.34486	1.7	0.04746	1.5	0.89	299	9	301	9
3		14	323			329	0.98	0.34259	1.8	0.04759	1.5	0.81	300	9	299	10
4		10	204			237	0.86	0.33967	2.0	0.04734	1.5	0.74	298	9	297	10
5		19	380			461	0.83	0.34436	1.7	0.04728	1.5	0.86	298	9	301	9
6		13	252			321	0.79	0.34316	1.8	0.0475	1.5	0.81	299	9	300	10
7		14	291			346	0.84	0.34502	1.8	0.04725	1.5	0.81	298	9	301	10
8		33	537			792	0.68	0.34161	1.7	0.04742	1.5	0.89	299	9	298	9
9		23	512			534	0.96	0.34345	1.8	0.04761	1.5	0.84	300	9	300	9
10		11	223			261	0.85	0.34417	2.0	0.04725	1.5	0.77	298	9	300	10
11		12	245			282	0.87	0.33978	1.9	0.04719	1.5	0.80	297	9	297	10
12		65	1365			1542	0.89	0.34231	1.6	0.04739	1.5	0.91	299	9	299	8
13		10	197			237	0.83	0.33862	2.0	0.04713	1.5	0.76	297	9	296	10
14		19	405			456	0.89	0.34423	1.8	0.0478	1.5	0.85	301	9	300	9
15		13	314			307	1.02	0.3427	1.9	0.04772	1.5	0.79	301	9	299	10
16		10	165			238	0.69	0.34497	2.0	0.04719	1.5	0.75	297	9	301	11
17		8	114			173	0.66	0.34728	2.8	0.04774	1.6	0.55	301	9	303	15
18		8	158			180	0.88	0.34705	2.1	0.04737	1.5	0.73	298	9	303	11
Проба 2 (гранодиорит) (центральная часть Сонкульского плутона)																
1		27	419			652	0.64	0.34050	1.6	0.04733	1.5	0.90	298	9	298	8
2		25	405			573	0.71	0.34252	1.9	0.04758	1.5	0.78	300	9	299	10
3		27	315			615	0.51	0.35143	1.8	0.04852	1.4	0.80	306	9	306	10
4		25	398			609	0.65	0.34061	1.7	0.04720	1.5	0.87	297	9	298	9
5		35	517			846	0.61	0.33740	1.6	0.04698	1.5	0.93	296	9	295	8
6		30	424			721	0.59	0.34525	1.7	0.04696	1.5	0.89	296	9	301	9
7		35	411			785	0.52	0.35329	1.8	0.04877	1.5	0.82	307	9	307	9
8		27	438			644	0.68	0.34055	1.7	0.04763	1.5	0.90	300	9	298	9
9		22	340			521	0.65	0.34055	1.7	0.04727	1.5	0.88	298	9	298	9
10		34	517			821	0.63	0.34539	1.7	0.04724	1.5	0.88	298	9	301	9
11		31	422			734	0.58	0.34613	1.6	0.04764	1.5	0.91	300	9	302	9
12		30	429			718	0.60	0.34449	1.7	0.04716	1.5	0.89	297	9	301	9
13		39	666			935	0.71	0.34589	1.7	0.04732	1.5	0.88	298	9	302	9

Продолжение таблицы 2

14		18	395	421	0.94	0.34391	1.9	0.04718	1.5	0.80	297	9	300	10
15		27	554	648	0.86	0.34077	1.7	0.04783	1.5	0.88	301	9	298	9
16		37	659	868	0.76	0.34358	1.7	0.04763	1.5	0.90	300	9	300	9
17		25	327	596	0.55	0.34472	1.7	0.04749	1.5	0.87	299	9	301	9
Проба 3 (монтогранит) (восточная часть Сонкульского плутона)														
1		27	351	675	0.52	0.33094	2.3	0.04585	1.9	0.81	289	11	290	12
2		65	907	1501	0.60	0.35820	3.2	0.04939	1.9	0.58	311	12	311	20
3		72	993	1826	0.54	0.32918	2.1	0.04562	1.8	0.89	288	10	289	10
4		51	685	1192	0.57	0.36343	2.1	0.04962	1.9	0.88	312	11	315	11
5		52	1085	1224	0.89	0.36258	2.3	0.04871	1.9	0.80	307	11	314	13
6		59	778	1442	0.54	0.34056	2.0	0.04697	1.8	0.90	296	11	298	11
7		25	405	640	0.63	0.32033	2.2	0.04475	1.9	0.85	282	10	282	11
8		78	1005	1945	0.52	0.33582	2.0	0.04655	1.8	0.92	293	11	294	10
9		30	612	755	0.81	0.32597	2.4	0.04540	1.9	0.78	286	10	287	12
10		39	553	973	0.57	0.32853	2.4	0.04582	1.9	0.79	289	11	288	12
11		57	740	1329	0.56	0.36136	3.1	0.04979	1.8	0.60	313	12	313	19
12		21	407	497	0.82	0.35353	3.9	0.04883	1.9	0.48	307	12	307	24
Проба 4 (монцитит) (Коктурпаковский плутон)														
1		18	328	414	0.79	0.35228	2.0	0.04797	1.5	0.75	302	9	306	10
2		13	222	314	0.71	0.34336	2.4	0.04700	1.5	0.63	296	9	300	12
3		18	272	429	0.63	0.35036	2.1	0.04856	1.5	0.70	306	9	305	11
4		18	295	422	0.70	0.34323	1.9	0.04734	1.5	0.77	298	9	300	10
5		10	279	229	1.22	0.34402	2.8	0.04778	1.6	0.57	301	9	300	14
6		13	275	304	0.90	0.34333	2.4	0.04760	1.5	0.64	300	9	300	12
7		18	284	439	0.65	0.34436	2.2	0.04741	1.5	0.69	299	9	301	11
8		19	284	453	0.63	0.33658	2.0	0.04680	1.5	0.75	295	9	295	10
Проба 5 (гранолирит) (Коктурпаковский плутон)														
1		31	567	727	0.78	0.34282	1.7	0.04748	1.4	0.82	299	8	299	9
2		15	204	353	0.58	0.33847	2.1	0.04671	1.5	0.72	294	8	296	11
3		13	240	320	0.75	0.34053	2.0	0.04721	1.5	0.72	297	9	298	11
4		64	172	258	0.67	3.76943	1.5	0.27964	1.4	0.93	1590	40	1586	25
5		18	317	436	0.73	0.33824	1.9	0.04699	1.5	0.76	296	8	296	10
6		318	252	744	0.34	11.22697	1.5	0.48352	1.4	0.96	2543	60	2542	28
Проба 6 (монтогранит) (Коктурпаковский плутон)														
1		49	904	1271	0.71	0.32525	2.3	0.04482	1.9	0.84	283	11	286	11

Окончание таблицы 2

2		55	955	1418	0.67	0.32055	3.6	0.04477	1.9	0.54	282	11	282	20
3		39	612	1009	0.61	0.32504	2.4	0.04492	1.9	0.80	283	11	286	12
4		60	944	1532	0.62	0.32490	2.2	0.04497	1.9	0.87	284	11	286	11
5		43	652	1101	0.59	0.32297	3.7	0.04507	1.9	0.53	284	11	284	21
6		35	486	879	0.55	0.32574	3.8	0.04542	1.9	0.51	286	11	286	22
7		54	1147	1401	0.82	0.31955	2.2	0.04445	1.9	0.86	280	10	282	11
8		36	501	909	0.55	0.32499	3.6	0.04532	1.9	0.53	286	11	286	21
9		50	820	1286	0.64	0.32021	3.3	0.04473	1.9	0.58	282	11	282	19
10		41	787	1029	0.76	0.32867	2.3	0.04584	1.9	0.82	289	11	289	12
11		33	491	842	0.58	0.32390	2.7	0.04476	1.9	0.71	282	11	285	14
12		45	749	1158	0.65	0.32559	3.3	0.04541	1.9	0.57	286	11	286	19
13		58	1019	1476	0.69	0.33127	2.1	0.04575	1.9	0.88	288	11	291	11
14		31	498	803	0.62	0.32430	2.4	0.04505	1.9	0.79	284	11	285	12
15		50	1134	1287	0.88	0.32234	2.2	0.04492	1.9	0.85	283	10	284	11
16		48	856	1218	0.70	0.32496	3.4	0.04532	1.9	0.56	286	11	286	19
17		39	514	999	0.51	0.32186	2.3	0.04473	1.9	0.84	282	10	283	11
18		40	668	1051	0.64	0.32358	2.4	0.04459	1.9	0.78	281	11	285	12
19		16	327	411	0.80	0.32446	2.8	0.04488	1.9	0.68	283	11	285	14
20		39	649	1015	0.64	0.32672	2.3	0.04512	1.9	0.84	285	11	287	11
21		43	715	1112	0.64	0.32487	2.1	0.04514	1.9	0.88	285	10	286	11
22		28	454	715	0.64	0.32515	2.6	0.04495	1.9	0.75	284	11	286	13
23		40	621	1015	0.61	0.33082	2.4	0.04546	1.9	0.79	287	11	290	12
24		25	361	637	0.57	0.31932	3.9	0.04461	1.9	0.50	281	11	281	22
25		45	874	1141	0.77	0.32945	2.2	0.04591	1.9	0.84	289	11	289	11
26		63	1355	1608	0.84	0.32430	2.2	0.04516	1.9	0.85	285	10	285	11
27		27	430	684	0.63	0.32494	2.6	0.04484	1.9	0.74	283	11	286	13
28		47	748	1208	0.62	0.32069	2.1	0.04485	1.9	0.88	283	10	282	11
29		44	721	1131	0.64	0.32345	2.3	0.04490	1.9	0.81	283	10	285	11
30		30	453	773	0.59	0.32336	2.2	0.04505	1.9	0.83	284	10	285	11
31		32	518	815	0.64	0.32562	2.2	0.04549	1.9	0.86	287	10	286	11
32		34	468	860	0.54	0.32627	2.2	0.04525	1.9	0.85	285	10	287	11
33		24	339	609	0.56	0.32638	2.4	0.04537	1.9	0.80	286	11	287	12
34		32	443	803	0.55	0.33219	2.4	0.04596	1.9	0.77	290	11	291	12
35		37	581	933	0.62	0.33003	2.2	0.04572	1.9	0.83	288	11	290	11

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

по-видимому, является необходимым условием для аккумуляции флюидов и металлов в остаточных расплавах, приводящей к формированию крупных плутогенных месторождений вольфрама, золота и ассоциирующих металлов. Это согласуется с длительной историей магматогенно-флюидной эволюции месторождений, связанных с указанными плутонами, где вольфрамоносные скарны являются ранними, а основные концентрации золота и сульфидов связаны с более поздними жильно-штокерковыми системами низкотемпературных серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов.

Полученные данные позволяют провести возрастную корреляцию времени становления Сонкульского и Коктурпакского плутонов (а в более широком контексте — проявления позднепалеозойского магматизма в западной части “линии В.А. Николаева”) с принятыми в настоящее время моделями тектонической и металлогенической эволюции Тянь-Шаня. В частности, как было показано некоторыми авторами [6, 14], в начале позднепалеозойской субдукции в регионе накапливались флишевые толщи и образовались олистостромы в аккреционном комплексе Южного Тянь-Шаня, что протекало в визейском и начале серпуховского веков каменноугольного периода (порядка 330–325 млн лет) в западном сегменте киргизского Тянь-Шаня, и в башкирском-московском веках (около 315 млн лет) — в восточном сегменте киргизского Тянь-Шаня. Коллизия Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского палеоконтинентов началась в позднекаменноугольное время, одновременно с формированием трогов вдоль северной окраины Таримского кратона. В середине ассельского века раннепермского времени (около 295 млн лет) началась “зрелая коллизия”, которой отвечало финальное закрытие океанических бассейнов в Тянь-Шане, интенсивная складчатость, и начало интенсивного гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане [6, 14, 15]. Соответственно, более молодые (чем 295 млн лет) датировки интрузивных пород отвечают постколлизиионному этапу, как это принято и для других сегментов орогенной системы Тянь-Шаня [3].

В таком контексте, становление Сонкульского и Коктурпакского плутонов отвечает временно-му интервалу от “зрелой субдукции” до постколлизиионного этапа. В частности, на субдукционном этапе, были генерированы и частично раскристаллизованы более глубинные порции магмы (от порядка 311 млн лет до 306 млн лет), после чего внедрились и полностью кристаллизовались

породы ранних фаз плутонов (например, оливиновые габбро с возрастом около 299 млн лет, монцитониты и гранодиориты с возрастом порядка 300–298 млн лет). В отличие от них, наиболее поздние интрузивные фазы плутонов (монцограниты) внедрились и кристаллизовались в постколлизиионных условиях (порядка 289–285 млн лет).

Дальнейшая корреляция может быть выполнена с учётом времени проявления высококальциевого известково-щелочного и шошонитового магматизма и различий связанной с ними металлогении в Срединном Тянь-Шане. В частности, в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня установлены два пульса подобного магматизма: ранний (позднекаменноугольный, порядка 337–313 млн лет), и поздний (позднекаменноугольный-раннепермский, порядка 298–290 млн лет). С первым пульсом, представляющим субдукционный, вероятно, задуговый магматизм, связаны крупнейшие порфировые Cu–Au–Mo месторождения Алмалыкского рудного района [3, 16, 17]. Напротив, второй (поздний) пульс, связанный с переходным субдукционным-постколлизиионным или даже, собственно, постколлизиионным режимом и представленный позднекаменноугольными-раннепермскими интрузиями шошонитовой серии, развитыми на месторождении Чорух-Дайрон и датированными возрастом 298–290 млн лет, сопровождается преимущественно молибден-вольфрамовой (W–Mo–Cu–Au) минерализацией [18]. В этом аспекте, установленный возраст внедрения пород Сонкульского и Коктурпакского плутонов и характер связанной с ними преимущественно золото-вольфраморудной минерализации ближе соответствуют указанному более молодому пульсу позднепалеозойского высококальциевого известково-щелочного и шошонитового магматизма и подчёркивает его широкое проявление в Срединном Тянь-Шане.

Изотопный возраст “унаследованного” циркона в породах Коктурпакского плутона, составляющий порядка 1.5–2.5 млрд лет, согласуется с возрастом (1.8–2.3 млрд лет), который был установлен для метаморфических и гранитоидных пород коровых субстратов основания Таримского кратона [19], 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. Kudrin V. S., Soloviev S. G., Stavinsky V. A., Kabardin L. L. The gold-copper-molybdenum-tungsten ore belt of the Tien Shan // *Internat. Geol. Rev.* 1990. V. 32. P. 930–941.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltnann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.), *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication.* 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltnann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. P. 821–838.
4. Soloviev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kumbel oxidized W-Cu-Mo skarn and Au-W stockwork deposit, Tien-Shan, Kyrgyzstan // *Mineralium Deposita.* 2015. V. 50. P. 187–220.
5. Soloviev S. G., Kryazhev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kashkasu W-Mo-Cu skarn deposit associated with a high-potassic to shoshonitic igneous suite in Kyrgyzstan, Tien Shan: toward a diversity of W mineralization in Central Asia // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2018. V. 153. P. 425–449.
6. Алексеев Д. В., Дегтярев К. Е., Котов А. Б., Сальникова Е. В., Третьяков А. А., Яковлева С. З., Анисимова И. В., Шатагин К. Н. Позднепалеозойские субдукционные и коллизионные магматические комплексы в Нарынском сегменте Срединного Тянь-Шаня (Киргизстан) // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2009. Т. 427. № 2. С. 219–223.
7. De Grave J., Glorie S., Buslov M. M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V. Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den Haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Research.* 2011. V. 20. P. 745–763.
8. 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.
9. 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.
10. 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.
11. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center, 2003. P. 1–70
12. 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.
13. 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.
14. Буске Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 192 с.
15. Konopelko D., Biske G., Seltnann R., Eklund O., Be-lyatsky B. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos.* 2007. V. 97. P. 140–160.
16. 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.
17. 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.
18. Соловьев С. Г., Кряжев С. Г., Семенова Д. В., Калинин Ю. А., Бортников Н. С. Изотопный U-Pb возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из магматических пород W-Mo(-Cu-Au) месторождения Чо-рух-Дайрон (Таджикистан): первые свидетельства постколлизийного рудообразования в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2024. Т. 516. № 1. С. 57–68.
19. 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.

LATE PALEOZOIC STAGES OF ORE FORMATION IN THE MIDDLE TIEN SHAN: ISOTOPIC U-Pb ZIRCON DATING (LA-ICP-MS METHOD) OF INTRUSIVE ROCKS FROM THE SONKUL AND KOKTURPAK PLUTONS (EASTERN KYRGYZSTAN)

S. G. Soloviev^{a, #}, S. G. Kryazhev^b, D. V. Semenova^c, Y. A. Kalinin^c,

Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a

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

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

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

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

The paper presents the isotopic U-Pb study data (LA-ICP-MS method) of zircon from intrusive rocks of the Sonkul and Kokturpak plutons situated along the deep-seated fault system of the “Nikolaev Line” in the eastern Kyrgyzstan. These plutons of high-potassic rocks are spatially and genetically associated with the Kumbel and Kashkasu W-Mo-Cu-Au deposits, respectively, as well as other occurrences of W and W-Au mineralization. Together with other Au, W and Cu deposits, they are parts of the extended metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U-Pb ages of zircon autocrysts for the consecutive intrusive phases span over the interval of approximately 303 to 283 Ma. This interval included the crystallization of olivine gabbro (299 ± 2 Ma) in the Sonkul pluton, monzonite (300 ± 3 Ma) in the Kokturpak pluton, granodiorite of the main intrusive phase (299 ± 3 Ma in the Sonkul pluton and 297 ± 4 Ma in the Kokturpak pluton), and monzogranite (289 ± 4 Ma in the Sonkul pluton and 285 ± 2 Ma in the Kokturpak pluton). Zircon antecrysts dated at 306–311 (to 323?) Ma have also been distinguished. The age data obtained correspond to the pluton emplacement in the Late Carboniferous-Early Permian initially in subduction-related and then post-collisional tectonic settings. Besides, in the Middle Tien Shan, this age interval corresponds to one of the regional pulses of high-potassic calc-alkaline and shoshonitic magmatism. A distinct metallogenic evolution corresponds to these pulses that is expressed in the change from porphyry Cu-Au-Mo deposits related to the early pulse to essentially tungsten (W-Mo-Cu-Au) and then essentially gold deposits related to younger pulses. The rocks also contain zircon xenocrysts with ancient age (in the order of 1.5–2.5 Ga) that probably represent the age of the Tarim craton basement.

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