

УДК 553.41'43'46/552.32/550.93

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ КАЛИЕВЫЕ ИНТРУЗИИ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ “ЛИНИИ НИКОЛАЕВА” И АССОЦИИРУЮЩАЯ W–Mo–Cu–Au-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ПОРОД АДЫРТОРСКИХ ИНТРУЗИЙ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, ВОСТОЧНЫЙ КЫРГЫЗСТАН)

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

Поступило 05.03.2024

После доработки 01.04.2024 г.

Принята к публикации 02.04.2024 г.

Приведены данные впервые выполненного изотопного U–Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Адырторских интрузий – группы небольших интрузивных массивов, расположенных в самой восточной части системы глубинных разломов “линии В.А. Николаева”. Здесь эти интрузии прорывают один из древнейших (1.8–2.6 млрд лет) комплексов пород фундамента Тянь-Шаня (метаморфические породы “свиты Куйлю”). Породы этих интрузий относятся к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям, с некоторыми геохимическими признаками также анорогенного (А-типа) магматизма. С этими интрузиями связаны проявления скарновой и порфировой W–Mo–Cu–Au-минерализации. Наряду с другими Au-, W- и Cu-месторождениями и проявлениями, они входят в состав протяжённого металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона указывают на кристаллизацию кварцевых сиенитов (330.7 ± 4.3 млн лет) и кварцевых монзонитов (329.5 ± 5.8 млн лет) в конце раннего карбона. Отчётливая молибден-вольфрамовая “специализация” рудной минерализации, связанной с изученными интрузиями, согласуется с пост-коллизией тектонической обстановкой при их внедрении, несмотря на их более древний или близкий возраст по сравнению с рудоносными плутонами в более западных сегментах Срединного Тянь-Шаня, отвечавшими субдукционной обстановке. Это подтверждает возможность “ножницеvidного” (с востока на запад) закрытия Туркестанского палеоокеана, в результате чего на востоке Срединного Тянь-Шаня субдукция прекратилась раньше, чем в его западной части. В породах обнаружены также ксенокристы циркона с более древним возрастом (порядка 1.7–2.6 млрд лет), согласующимся с возрастом вмещающих метаморфических пород фундамента Таримского кратона. Это подчёркивает возможность развития магматических очагов в континентальном коровом субстрате, наряду с обычными для производных высококалиевого магматизма очагами в области метасоматически-обогащенной субконтинентальной верхней мантии.

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

DOI: 10.31857/S2686739724080039

ВВЕДЕНИЕ

Система глубинных разломов “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” (или “линии

В.А. Николаева”) протягивается в субширотном направлении на более чем 500 км и разделяет орогенные сооружения Срединного и Северного Тянь-Шаня (рис. 1, 2 А). К этой системе приурочены около 15 позднепалеозойских интрузивных массивов и связанных с ними месторождений и рудопроявлений W, Au и ассоциирующей Cu- и Mo-минерализации, которые выделяются как протяженная (более 500 км) Сонкуль-Кенсуйская металлогеническая зона [1]. В более широком региональном аспекте, эта зона

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 имени В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: sergei07@mail.ru

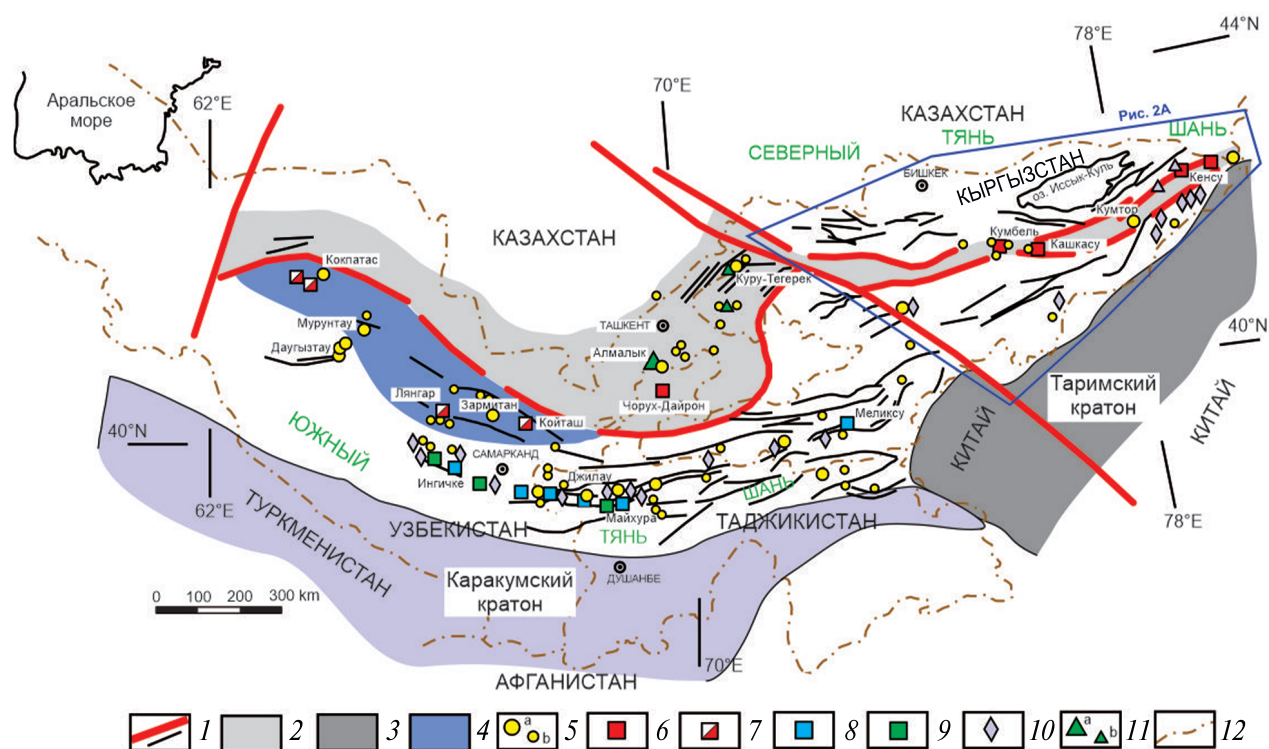


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную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

является частью крупнейшего медно-молибден-вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается более чем на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1) [1, 2]. Данный пояс объединяет рудные объекты, связанные с интрузиями монцонитоидов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста. Среди этих рудных объектов наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота (Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др.), порфиоровые и скарновые Cu–Mo–Au-месторождения (в первую очередь гигантские порфиоровые месторождения Алмалык), а также многочисленные месторождения вольфрама разных типов (рис. 1) ([1, 2] и др.). Становление рудоносных интрузий 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, 3].

Изотопный U–Pb-возраст циркона (293 ± 1 млн лет и 291.0 ± 3.9 млн лет) [4, 5] был установлен лишь для крупного Сонкульского плутона, расположенного в её западном сегменте, для одной из поздних (гранитоидных) фаз. Недавно более обширный комплекс исследований был выполнен для Сонкульского и расположенного восточнее Коктурпакского плутонов, для которых (от ранних до поздних фаз внедрения) было выявлено изменение изотопного U–Pb-возраста циркона от примерно 303 до 283 млн лет [6]. Ограниченные сведения недостаточны как для понимания особенностей магматизма и металлогении столь крупной системы глубинных разломов, так и для более широкой тектонической и металлогенической корреляции. Особенно важно изотопное датирование интрузивных массивов, расположенных в крайней восточной части “линии В.А. Николаева”. В настоящей работе

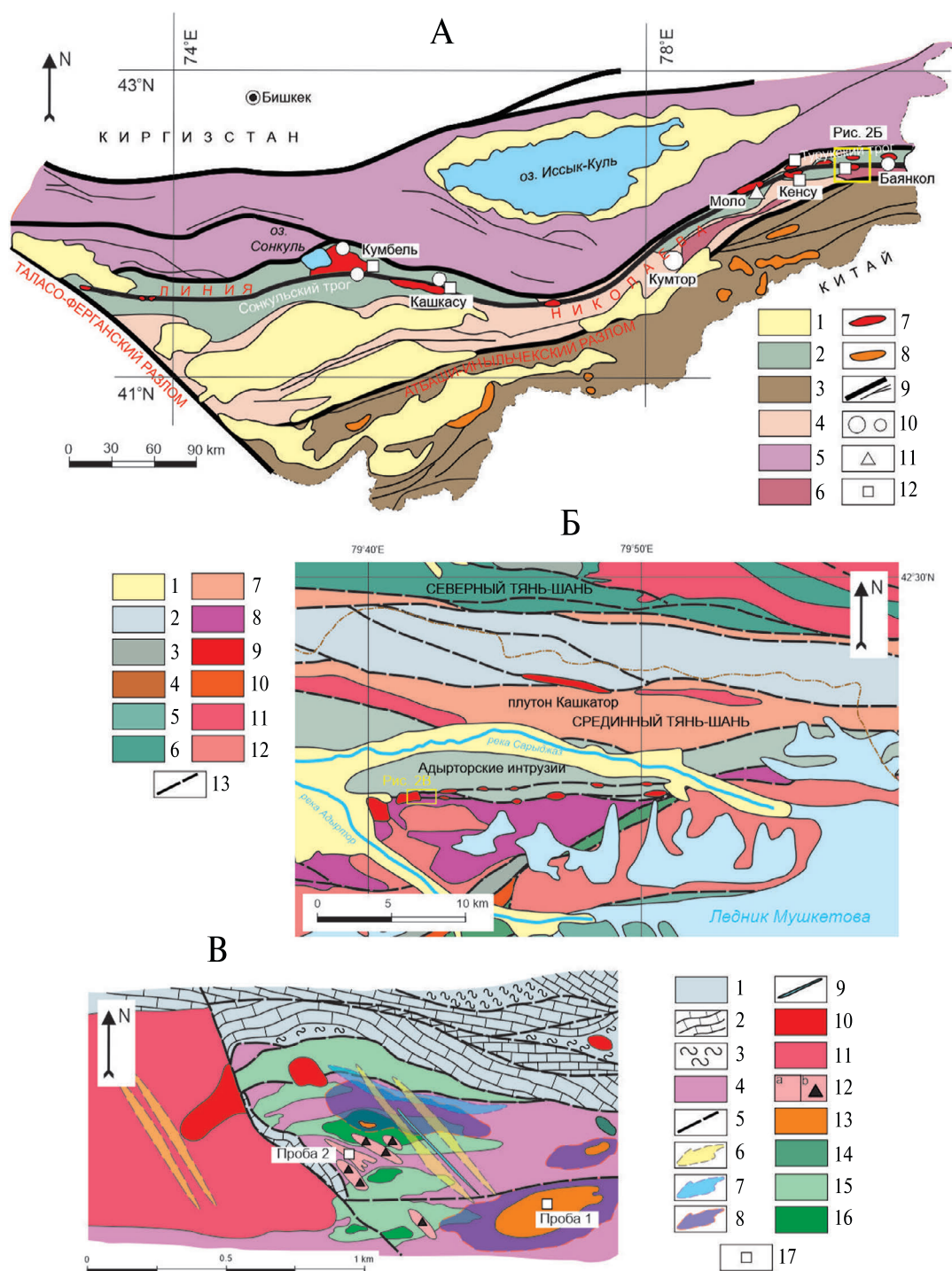


Рис. 2. Геологические схемы (А) Восточного Киргизстана, показывающая позицию “линии В.А. Николаева” и строение прилегающих территорий, (Б) района Адырторских интрузий, и (В) части Адырторских интрузий. А: 1 – кайнозойские отложения, 2 – позднедевонские-раннекаменноугольные сутурные трог (Сонкульский, 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 высококалийевой 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 – четвертичные аллювиальные отложения, 2 – нижнекаменноугольные (визейские) сланцы,

песчаники, подчиненные доломиты и известняки, 3 — нижнекаменноугольные (турнейские) сланцы, песчаники, доломиты и известняки, 4 — ниже-среднедевонские сланцы и песчаники, 5 — силурийские сланцы и песчаники, 6 — ниже-среднеордовикские сланцы и песчаники, 7 — верхнепротерозойские-кембрийские сланцы, песчаники, основные вулканиты, доломиты, песчаники, 8 — палеопротерозойские гнейсы, амфиболиты, мигматиты (свита Куйлю), 9 — позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы пород высококальцевой известково-щелочной и шошонитовой серий, 10 — позднекаменноугольные гранитоидные плутоны, 11 — ранне-среднеордовикские гранитоидные плутоны, 12 — неопротерозойские (?) гранитоидные плутоны, 13 — разломы. В: 1 — нижнекаменноугольные (визейские) сланцы, песчаники, подчиненные доломиты и известняки, 2 — доломитовые и кальцитовые мраморы, 3 — кварц-полевошпат-биотитовые роговики, 4 — палеопротерозойские гнейсы, амфиболиты, мигматиты (свита Куйлю), 5 — разломы, 6–8 — зоны гидротермальных изменений (6 — филлизитовых и карбонат-филлизитовых, 7 — пропиловых, 8 — калиевых), 9–16 — позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы пород высококальцевой известково-щелочной и шошонитовой серий (9 — поздние дайки основных пород, 10 — лейкограниты-аляскиты, 11 — монцограниты, 12 — кварцевые монцониты (а) и магматические брекчии с кварц-монцонитовым цементом (б), 13 — кварцевые сиениты, 14 — монцониты, 15 — гибридные монцодиориты, 16 — монцодиориты), 17 — места отбора проб пород на изотопные U–Pb-исследования цирконов.

приведены первые данные изотопного датирования пород группы Адырторских интрузий, расположенных на крайнем востоке “линии В.А. Николаева” (рис. 2 А).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И СВЯЗАННОЙ С НИМ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Группа Адырторских интрузий в крайней восточной части “линии В.А. Николаева” (в верховьях р. Сарыджаз) объединяет несколько небольших интрузивных тел, образующих цепочку субширотного простираения (в соответствии с простираанием разломов “линии В.А. Николаева”) и прорывающих палеопротерозойские (до архейских?) метаморфические породы “свиты Куйлю”, а также залегающие на них нижнекаменноугольные отложения Турукского шовного прогиба (рис. 2 Б). Породы “свиты Куйлю” представляют собой древнейшие известные формации фундамента орогенного пояса Тянь-Шаня [7]. Эта древняя толща включает гранито-гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы, которые чередуются с амфиболитами и тонкими пачками доломитовых мраморов. Изотопный U–Pb-возраст циркона из гранито-гнейсов был определен как 2.3–2.33 млрд лет и 1.85 млрд лет, а их формирование было объяснено плавлением неоархейской континентальной коры, причём допускается, что данный континентальный блок был отчленён от Таримского кратона по системе рифтов [7]. Тектонически перекрывающие нижнекаменноугольные отложения Турукского шовного прогиба включают мощные горизонты известняков и доломитов, а также углисто-глинисто-кремнистых сланцев и песчаников.

Адырторские интрузии представлены преимущественно линзовидно-удлинёнными штоками, сериями даек и телами магматических брекчий. Они являются многофазными и включают

породы разного состава, в том числе ранние монцодиориты и монцониты, промежуточные кварцевые сиениты, поздние кварцевые монцониты, монцограниты и лейкограниты-аляскиты (или сиенограниты), в свою очередь, сопровождаемые поздними дайками основных пород, в том числе лампрофиров.

Монцодиориты — это меланократовые средне-мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных (с редкими и мелкими фенокристами) породы, которые содержат амфибол (20–30 об. %), биотит (20–25 об. %), редкий клинопироксен (энстатит-авгит до Тi-авгита: до 5 об. %), плагиоклаз (30–35 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит; 5–15 об. %). Более крупные зёрна плагиоклаза обычно полисинтетически сдвойничены и обнаруживают зональность от лабрадора (55–70 мол. % анортита) в ядре зёрен до андезина на их краях, тогда как мелкие кристаллы представлены андезином-лабрадором (40–60 мол. % анортита). Гибридные разновидности монцодиоритов развиты вокруг интрузивных тел этих пород и содержат больше биотита (35–40 об. %), а также кварц (5–15 об. %), и характеризуются гнейсовидной до пятнистой текстурой, обусловленной сегрегациями темноцветных минералов, с постепенными переходами к вмещающим биотитовым (кварц-полевошпат-биотитовым) роговикам. Монцониты отличаются меньшим цветным индексом и содержат амфибол (15–20 об. %), биотит (15–20 об. %), плагиоклаз (40–50 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз до ортоклаз-пертита; 15–25 об. %).

Кварцевые сиениты — это среднезернистые мезо-лейкократовые, равномернозернистые до порфировидных породы, образованные калиевым полевым шпатом (ортоклаз-пертит до микроклин-пертита и сдвойникового микроклина: 40–50 об. %), плагиоклазом (андезин-олигоклаз до олигоклаза; 10–20 об. %), амфиболом (8–12 об. %), биотитом (5–8 об. %) и кварцем (8–15 об. %). В породе части присутствуют

крупные (до 2 см) фенокристаллы калиевого полевого шпата (микроклина).

Кварцевые монцониты — это мезо-лейкокротовые, средне-мелкозернистые, обычно слабо- до резко-порфировидных породы, с мелкими фенокристаллами плагиоклаза (зональными от андезина с 35–40 мол. % анортита до андезино-олигоклаза с 20–25 мол. % анортита) и реже — калиевого полевого шпата (ортоклаз-пертит). Порода сложены биотитом (8–10 об. %), плагиоклазом (40–60 об. %), калиевым полевым шпатом (25–30 об. %) и кварцем (10–20 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. Кроме обособленных интрузивных тел, кварцевые монцониты слагают также цемент магматических брекчий. Последующие монцограниты слагают более крупные интрузивные тела, а лейкограниты-аляскиты — мелкие разобщённые штоки, дайки и жилы. Монцограниты — это лейкокротовые мелкозернистые равномерно-зернистые до порфировидных породы, сложенные плагиоклазом (олигоклаз-альбит до альбита с 10–15 мол. % анортита; 20–30 об. %), калиевым полевым шпатом (ортоклаз до ортоклаз-пертита и микроклин-пертита; 40–50 об. %), кварцем (20–25 об. %) и биотитом (5–10 об. %). Для монцогранитов характерна микропегматитовая структура, определяемая графическими микро-срастаниями полевого шпата и кварца, с углаватыми до полигональными (менее обычно — округлыми и овальными) вросками кварца в калиевом полевым шпате, иногда — такими агрегатами с радиальной структурой. Участки пород с подобной структурой отмечены также в кварцевых монцонитах и лейкогранитах-аляскитах. Лейкограниты-аляскиты (сиенограниты) содержат больше калиевого полевого шпата (50–60 об. %) и кварца (25–30 об. %), и менее 5 об. % единственного темноцветного минерала — биотита.

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

Адырторские интрузии сопровождаются гидротермальной рудной минерализацией, для которой характерно сочетание отличительных черт месторождений скарнового и порфирового

типов (рис. 2 В). Наиболее ранними являются небольшие тела пироксеновых и гранатовых скарнов, развитые в экзоконтактовом ореоле; с гидротермальными изменениями этих скарнов связана сравнительно слабая минерализация (шеелит, молибденит, халькопирит). С интрузивными телами кварцевых сиенитов тесно пространственно ассоциируют зоны калиевых (кварц-калишпатовых) метасоматитов, развитых в виде жил, штокверков и участков сплошного замещения, в которых интенсивно развиты молибденит и халькопирит. Более поздние парагенезисы пропилитов (с хлоритом, эпидотом, местами амфиболом, а также кварцем, олигоклаз-альбитом и др.) развиты в виде узких линейных зон и содержат халькопирит, молибденит и шеелит. Эти же минералы, как и более интенсивная сульфидная минерализация, включая минералы Bi, Pb, Zn, Ag, а также самородное золото, связаны с более поздними филлизитовыми или карбонат-филлизитовыми (кварц-серицитовыми и серицит-карбонат-кварцевыми) метасоматитами, которые также образуют серии узких линейных зон, в некоторых случаях тесно ассоциирующих с дайками поздних основных пород, в том числе лампрофиров.

Известные изотопные данные по возрасту Адырторских интрузий включают калий-аргоновые датировки порядка 336 млн лет [8].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U–Pb-изотопного датирования циркона были отобраны из кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов Адырторских интрузий (рис. 2 Б). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведен в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования выделенных кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащённой двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb ,

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

№ проб	1	2		1	2
породы	кварцевый сиенит	кварцевый монцонит		кварцевый сиенит	кварцевый монцонит
SiO ₂	64.62	67.37	Nb	22.2	12.4
TiO ₂	0.48	0.33	Y	40.9	26.2
Al ₂ O ₃	15.90	16.38	Mo	4.82	3.63
Fe ₂ O ₃	1.48	1.28	W	3.83	4.42
FeO	2.33	1.43	Sn	5.10	5.52
MnO	0.07	0.08	Cs	2.81	1.72
MgO	1.54	0.84	Hf	17.7	5.88
CaO	1.56	2.65	Ta	2.14	1.35
Na ₂ O	5.50	4.00	Ga	22.1	14.9
K ₂ O	5.23	4.01	Th	31.3	18.5
P ₂ O ₅	0.09	0.10	U	6.73	3.69
F	0.041	0.038	Cu	48.9	10.9
CO ₂	0.31	<0.20	Zn	59.6	10.9
S _{total}	<0.10	0.12	Pb	25.4	70.8
H ₂ O ⁻	0.10	0.28	La	62.8	75.9
H ₂ O ⁺	0.45	0.37	Ce	96.3	123
Total	99.80	99.48	Pr	10.4	13.2
			Nd	35.2	37.6
Ba	1063	2446	Sm	3.11	6.19
Sr	731	915	Eu	1.53	1.63
Co	5.14	6.93	Gd	4.10	5.42
Ni	14.8	11.0	Tb	1.11	0.73
V	21.7	32.4	Dy	2.92	4.00
Cr	32.7	58.1	Ho	1.32	1.12
Rb	118	173	Er	4.18	2.81
Li	4.03	20.9	Tm	0.84	0.39
Be	2.28	5.05	Yb	1.56	2.17
Zr	648	207	Lu	0.67	0.83

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.

²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Съёмка 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 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [9]. ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U

на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U = 137.818 [10]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [11]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [12]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [13], для которого получен возраст 418±3.7 млн лет (2σ, n = 11).

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород Адырторских интрузий

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	
Проба 1 (кварцевый сиенит)													
1	198.2	1746	4232.3	0.41	0.41139	2.0	0.0554	1.9	0.93	350	12	348	13
2	200.6	1666	4343.3	0.38	0.4104	2.1	0.05554	1.9	0.94	349	12	348	13
3	192.4	1533	4354.8	0.35	0.38261	2.0	0.05231	1.9	0.94	329	11	329	12
4	200.9	1708	4318.7	0.40	0.41033	2.0	0.0551	1.9	0.96	349	12	346	13
5	140.2	1292	3181.6	0.41	0.38604	2.0	0.05219	1.9	0.94	332	11	328	12
6	109.7	955	2476.8	0.39	0.38522	2.0	0.05268	1.9	0.94	331	11	331	12
7	175.0	1622	3966.7	0.41	0.38526	2.0	0.05224	1.9	0.94	331	11	328	12
8	177.9	1390	3854.5	0.36	0.40259	2.0	0.05471	1.9	0.94	344	12	343	13
9	213.1	1586	4565.6	0.35	0.41253	2.0	0.05548	1.9	0.95	351	12	348	13
10	228.1	2548	4959.6	0.51	0.40591	2.0	0.05468	1.9	0.93	346	12	343	13
11	121.1	996	2747.0	0.36	0.38443	2.0	0.05251	1.9	0.94	330	11	330	12
12	218.4	2380	4955.3	0.48	0.38594	2.0	0.05251	1.9	0.94	331	11	330	12
13	115.2	826	2620.4	0.32	0.38936	2.1	0.05226	1.9	0.92	334	12	328	12
Проба 2 (кварцевый монцонит)													
1	27	495	606	0.82	0.38603	2.5	0.05261	1.9	0.78	332	14	331	12
2	302	354	755	0.47	11.40858	1.9	0.48214	1.9	0.98	2557	36	2537	79
3	133	78	407	0.19	8.41151	1.9	0.38659	1.9	0.98	2276	34	2107	67
4	5	44	111	0.40	0.40265	3.0	0.05490	2.0	0.65	344	18	345	13
5	63	445	1453	0.31	0.38057	2.1	0.05163	1.9	0.90	328	12	325	12
6	119	101	298	0.34	10.41516	1.9	0.46726	1.9	0.97	2472	35	2472	76
7	73	660	1609	0.41	0.38921	2.0	0.05270	1.9	0.91	334	12	331	12
8	145	96	359	0.27	10.60298	1.9	0.46936	1.9	0.96	2489	36	2481	77
9	202	337	749	0.45	6.24772	1.9	0.30872	1.8	0.93	2011	34	1734	55
10	296	433	914	0.47	7.38085	1.9	0.37082	1.8	0.94	2159	34	2033	63
11	207	186	657	0.28	7.21053	1.9	0.36062	1.8	0.93	2138	35	1985	62
12	200	2192	4376	0.50	0.38229	2.1	0.05223	1.8	0.87	329	12	328	12
13	169	685	3604	0.19	0.40721	2.2	0.05503	1.8	0.84	347	13	345	12
14	270	2172	5896	0.37	0.40040	2.2	0.05429	1.8	0.84	342	13	341	12
15	1753	62	7214	0.01	4.28764	1.9	0.27787	1.8	0.94	1691	32	1581	50
16	153	273	565	0.48	6.48620	2.0	0.30869	1.8	0.92	2044	35	1734	55
17	166	152	406	0.37	11.46206	2.1	0.48869	1.9	0.90	2562	39	2565	78
18	73	566	1122	0.50	0.60099	2.4	0.07461	1.8	0.78	478	18	464	16
19	102	105	259	0.41	9.68663	2.1	0.45238	1.9	0.88	2405	39	2406	75

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

РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов Адырторских интрузий были извлечены соответственно 13 (кварцевые сиениты) и 19 (кварцевые монцониты) зёрен циркона (табл. 2). Зёрна циркона прозрачные до полупрозрачных, с редкими включениями непрозрачных

минералов, розовые до светло-розовых, характеризуются таблитчатой до призматической формой длиной 100–300 мкм и коэффициентом удлинения обычно от 1:1 до 1:2 (изредка до 1:5) (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдается тёмное или светлое неясно-зональное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и

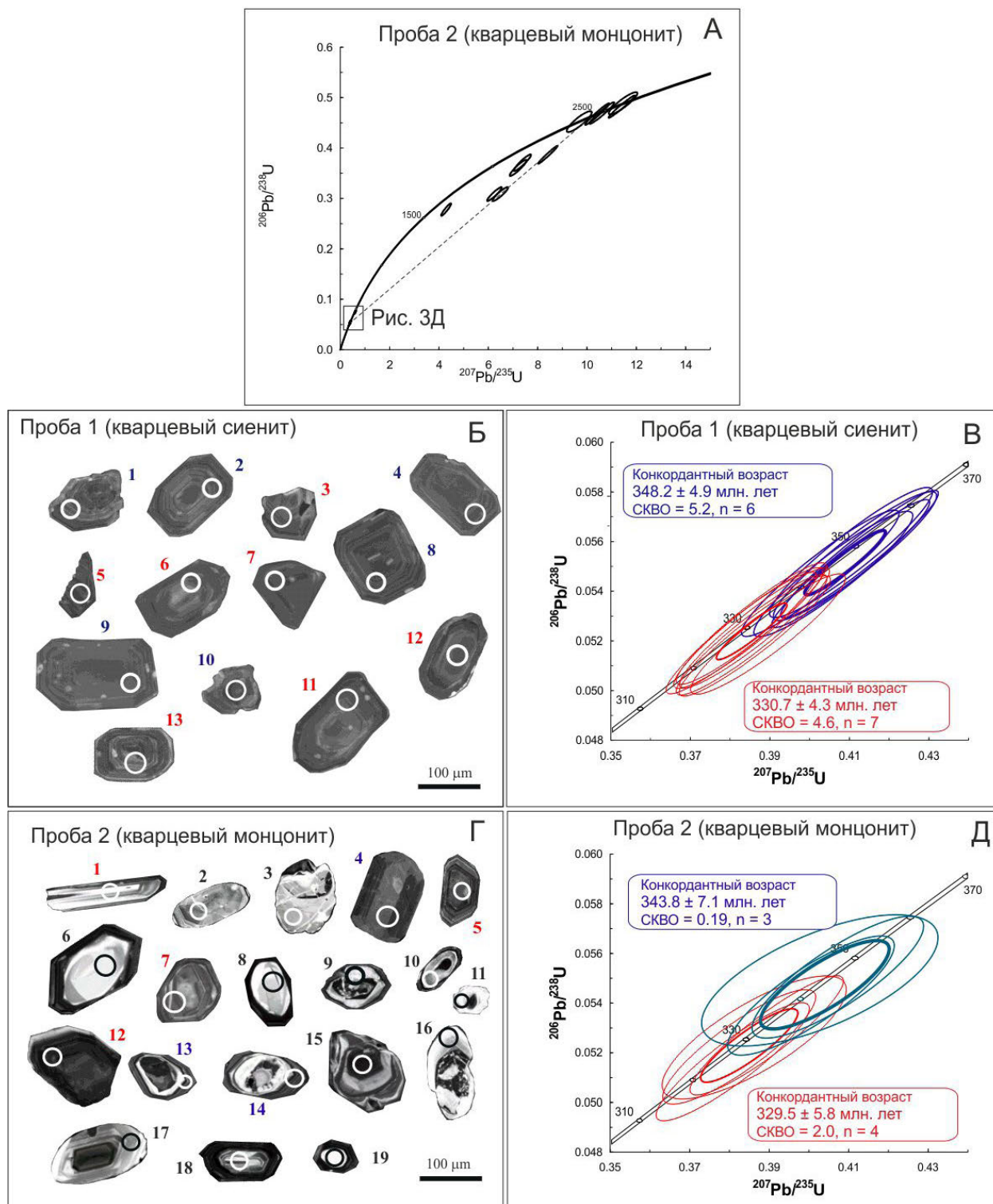


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из пород Адыртгорских интрузий (тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ). А — диаграмма с конкордией с учётом возраста автокристов и ксенокристов циркона. Б—Д — участки диаграммы с конкордией для автокристов циркона.

грубо- или тонкозональная светлая или тёмная 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 изученных пород характерна широкая дисперсия изотопного возраста циркона, с обособлением двух максимумов значений (рис. 3). В сериях таких “диспергированных” значений, наиболее молодые конкордантные значения изотопного возраста циркона могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации “автокристов”, т.е. пород, в которых они обнаружены, а другие более древние — возрасту кристаллизации “антекристов”, которые кристаллизовались в промежуточных магматических очагах и камерах при последовательном развитии крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) [14]. Соответственно, возраст кристаллизации указанных интрузивных фаз, отвечающий кристаллизации “автокристов”, составляет 330.7 ± 4.3 млн лет (СКВО = 4.6) для кварцевых сиенитов и 329.5 ± 5.8 млн лет (СКВО = 2.0) для кварцевых монцонитов Адырторских интрузий. Кроме этого, в породах установлен циркон с гораздо более древним (порядка 1.7–2.6 млрд лет) изотопным возрастом, которые могут быть отнесены к “унаследованным” (по [14]), захваченным из пород, через которые внедрялась кристаллизовавшаяся магма или её материнский расплав.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные изотопного возраста позволяют провести корреляцию времени становления Адырторских интрузий в рамках принятых в настоящее время моделей тектонической и металлогенической эволюции Тянь-Шаня, становление позднепалеозойских плутонов в котором происходило при конвергенции Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизийной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 3]. При этом начало позднепалеозойской субдукции в регионе проявлено в накоплении флишевых толщ и развитии олистостром в аккреционном комплексе Южного Тянь-Шаня, что протекало в интервале времени порядка 330–325 млн лет в западном сегменте киргизского Тянь-Шаня, и в интервале около 315 млн лет — в восточном сегменте последнего [3, 15]. Коллизия Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского

палеоконтинентов началась в позднекаменноугольное время, одновременно с формированием трогов вдоль северной окраины Таримского кратона. В раннепермское время (около 295 млн лет) началась “зрелая коллизия”, которой отвечало финальное закрытие океанических бассейнов в Тянь-Шане, интенсивная складчатость, и начало интенсивного гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане [3, 15]. В данном контексте, установленный возраст становления Адырторских интрузий, отвечавший концу раннего карбона (порядка 330 млн лет), ближе соответствует времени существования субдукционного тектонического режима в регионе.

Вместе с этим, имеются свидетельства о более раннем (поздний девон-ранний карбон?) начале коллизийных процессов в восточном (Восточный Кыргызстан–СЗ-Китай) сегменте Тянь-Шаня [15, 16]. Хотя столь раннее (позднедевонское) начало коллизии в этом регионе встречает возражения, присутствие в это время лишь весьма узкого океанического бассейна между Таримским кратоном и Казахстан-Северо-Тяньшаньским палеоконтинентом признаётся большинством авторов [17]. Соответственно, коллизийный режим в раннем карбоне или, по крайней мере, в конце этого времени в восточном сегменте Тянь-Шаня представляется вполне возможным. Этому отвечает модель постепенного (“ножницевидного”) закрытия Туркестанского палеоокеана, прогрессирующего начиная с востока региона и далее на запад [15, 16]. Иначе говоря, среди почти одновозрастных (порядка 330–300 млн лет) плутонов Среднего Тянь-Шаня, плутоны, расположенные в его западной части будут отвечать субдукционному режиму, тогда как плутоны, расположенные в восточной части региона, будут соответствовать коллизийной и пост-коллизийной обстановке.

В этом отношении, обращает внимание отчётливая молибден-вольфрамовая (с золотом) специфика месторождений и минерализованных площадей Сонкуль-Кенсуйской металлогенической зоны, трассирующей систему глубинных разломов “линии В.А. Николаева” [1]. Это специфику имеет и рудная минерализация, связанная с Адырторскими интрузиями. Такая специфика рудной минерализации более характерна для пост-коллизийного этапа орогенного развития ([18] и др.). Более того, в ряде регионов были показаны особенности тектонической позиции именно скарново-порфировых золото-медно-молибден-вольфрамовых или золото-медных (с W и Mo) месторождений, связанных с интрузиями пород высококалиевой

известково-щелочной и шошонитовой серий. Такие месторождения формируются на пост-коллизийном этапе вдоль орогенных поясов и крупных структурных неоднородностей, главным образом, во внутри- и окраинно-континентальных обстановках — вдоль кратонных и перикратонных тектонических границ, которые подверглись серии тектонических трансформаций, включая субдукцию, коллизию конвергентных плит, соответствующий рост мощности коры и последующий пост-коллизийный коллапс, последний в том числе отражающий апвеллинг астеносферы и формирование рифтогенных структур [19, 20]. По-видимому, такую или близкую последовательность тектонических событий следует допускать и для позднепалеозойской эволюции рассматриваемого региона. Характерным для пост-коллизийных магматических пород являются повышенные содержания в них Zr, Nb, Y, Ta, Th, что свойственно и рассматриваемым породам Адырторских интрузий (табл. 1).

Как следствие, несмотря на сравнительно древний (около 330 млн лет) возраст становления Адырторских интрузий в восточной части киргизского Срединного Тянь-Шаня, их тектоническая позиция, состав и особенно специфика связанной с ними металлогении не позволяет рассматривать их в качестве производных позднепалеозойского субдукционного процесса. Скорее, их формирование отвечало пост-коллизийной обстановке, что косвенно подтверждает закрытие Туркестанского палеоокеана в конце раннекаменноугольного времени в данном регионе. “Ножницеvidный” (с востока на запад; [15, 16]) характер этого процесса согласуется с омолаживанием возраста близких по геохимическим и металлогеническим особенностям интрузий, приуроченных к системе глубинных разломов “линии В.А. Николаева”, в направлении её западных сегментов [4–6].

Установленный изотопный U–Pb-возраст (порядка 1.7–2.6 млрд лет) “унаследованного” циркона в породах Адырторских интрузий является близким возрасту цирконов из метаморфических пород “свиты Куйлю” (1.85–2.33 млрд лет; [7]). Это согласуется с возможностью развития коровых магматических очагов в субстрате данных пород, наряду с глубинными магматическими очагами в области субконтинентальной литосферной верхней мантии, метасоматически-обогащенной при предшествовавшей субдукции, которые наиболее свойственны производным высококалийного известково-щелочного и шошонитового магматизма. Развитие коровых

магматических очагов могло явиться дополнительным фактором формирования соответствующей молибден-вольфрамовой “специализации” изученных магматических пород.

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 / 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. 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.
4. 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 (Кыргызстан) // *Доклады РАН. Научки о Земле.* 2009. Т. 427. № 2. С. 219–223.
5. 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.
6. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Semenova D. V., Kalinin Y. A., Bortnikov N. S. The Late Paleozoic Sonkul

- and Kokturpak plutons of potassic rocks in Kyrgyz Tien Shan: geochemistry, isotopic U-Pb zircon geochronology, and related skarn-porphyry W-Cu-Mo-Au mineralization // *Internat. Geology Review*. 2024. V. 66(20). P. 3542–3562.
7. 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.
 8. Соломович Л. И. Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис и рудоносность). Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Бишкек: Институт геологии Кыргызстана, 1997. 42 с.
 9. 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.
 10. 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.
 11. 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.
 12. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center, 2003. P. 1–70.
 13. 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.
 14. 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.
 15. Буске Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПГУ, 1996. 192 с.
 16. Charve, J., Shu L., Laurent-Charvet S., Wang B., Faure M., Cluzel D., Chen Y., De Jong K. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China // *Science China, Earth Sciences*. 2011. V. 54 (2). P. 166–184.
 17. Biske Y. S., Konopelko D. L., Seltnmann R. Paleozoic collisional belt of the South Tien Shan: A review // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 248. Paper 104637.
 18. Thompson J. F. H., Sillitoe R. H., Baker T., Lang J. R., Mortensen J. K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Mineralium Deposita*. 1999. V. 34. P. 323–334.
 19. Pirajno F., Zhou T. F. Intracontinental porphyry and porphyry-skarn mineral systems in eastern China: scrutiny of a special case “made-in-China” // *Economic Geology*. 2015. V. 110. P. 603–639.
 20. Zhou T., Wang S., Fan Y., Yuan F., Zhang D., White N. C. A review of the intracontinental porphyry deposits in the Middle-Lower Yangtze River Valley metallogenic belt, Eastern China // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 65. P. 433–456.

LATE PALEOZOIC POTASSIC INTRUSIONS OF THE EASTERN PART OF THE “NIKOLAEV LINE” AND ASSOCIATED W–Mo–Cu–Au MINERALIZATION: FIRST ISOTOPIC U–Pb ZIRCON DATA (LA-ICP-MS METHOD) FOR ROCKS FROM THE ADYRTOR INTRUSIONS (MIDDLE TIEN SHAN, 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 first data on isotopic U–Pb study (LA-ICP-MS method) of zircon from intrusive rocks of the Adyrtor intrusions – a group of small intrusives situated in the easternmost part of the deep-seated fault system of the “Nikolaev Line”. Here, these intrusions cut through one of the oldest (1.8–2.6 Ga) complexes of the basement rocks of Tien Shan (metamorphic rocks of the “Kuilyu suite”). These intrusive rocks belong to the high-potassic calc-alkaline to shoshonitic series, with some geochemical signatures also of anorogenic (A-type) magmatism. These intrusions are accompanied by skarn and porphyry W–Mo–Cu–Au mineralization. Together with the other Au, W and Cu deposits and occurrences, they are parts of the extended metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U–Pb age data for zircon autocrysts indicate the crystallization of quartz syenite (330.7 ± 4.3 Ma) and quartz monzonite (329.5 ± 5.8 Ma) in the latest Early Carboniferous. The distinct W–Mo “specialization” of ore mineralization related to the intrusions studied is in agreement with post-collisional tectonic setting during their emplacement, despite of their older or similar age compared to the ore-bearing plutons in more western segments of the Middle Tien Shan, which corresponded to subduction-related setting. This supports the possibility of the ‘scissor-like’ (from east to west) closure of the Turkestan paleocean that resulted in the earlier cessation of subduction in the eastern Tien Shan compared to the western Tien Shan. The rocks also contain zircon xenocrysts with older (in the order of 1.7–2.6 Ga) age that is in agreement with the age of the host metamorphic rocks of the Tarim craton basement. This highlights the possibility of magma chamber development in the continental crust, together with the magma chambers in the metasomatically-enriched subcontinental upper mantle, the latter being common for high-potassic magmatism.

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