

УДК 550.93:553.411.071

## ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЗОЛОТОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 2020 г. Б. Б. Дамдинов<sup>1,2,\*</sup>, С. М. Жмодик<sup>3</sup>, В. Б. Хубанов<sup>1,2</sup>,  
А. Г. Миронов<sup>1</sup>, А. В. Травин<sup>3,4,5</sup>, Л. Б. Дамдинова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой, д. 6а, 670047, Улан-Удэ, Россия

<sup>2</sup>Бурятский государственный университет, ул. Смолина, 24а, 670000, Улан-Удэ, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, пр. Ак. Коптюга, д. 3, 630090, Новосибирск, Россия

<sup>4</sup>Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова, д. 2, 630090, Новосибирск, Россия

<sup>5</sup>Новосибирский государственный технический университет,

просп. К. Маркса, д. 20, 630073, Новосибирск, Россия

\*e-mail: damdinov@mail.ru

Поступила в редакцию 01.02.2019 г.

После доработки 19.11.2019 г.

Принята к публикации 26.11.2019 г.

В статье рассмотрены результаты петро-геохимических и геохронологических исследований Таинского гранитоидного штока, вмещающего одноименное золоторудное месторождение в Восточном Саяне. Шток прорывает ультрабазиты Оспинско-Китойского ультрабазитового массива и входит в состав офиолитовой пластины, надвинутой на породные комплексы архейского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента. Полученные тремя независимыми методами (U–Pb, Re–Os, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) согласующиеся значения изотопного возраста в интервале 850–860 млн лет позволяют достоверно обосновать неопротерозойский возраст гранитоидного магматизма и его генетическую связь с золото-(±медно)-порфировым оруденением. Геологическое положение, геохимические характеристики и возраст гранитоидов позволяют отнести их к породным комплексам неопротерозойской Дунжугурской островной дуги. Значения изотопного возраста, полученные Rb–Sr и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методами, характеризующимися более низкими температурами закрытия изотопных систем, позволяют выделить несколько тектоно-термальных событий на рубежах 650, 435, 339–333 и 280–223 млн лет, отражающих разные этапы тектонической эволюции Восточно-Саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

**Ключевые слова:** тектоническая эволюция, изотопный возраст, Таинский гранитоидный шток, Восточный Саян

**DOI:** 10.31857/S0016853X20020034

### ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Саянский сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), слагающий южное обрамление Сибирского кратона, характеризуется широким развитием покровно-складчатых структур [4, 12], происхождение которых связывается с длительной историей геодинамического развития региона, охватывающей период с архея до позднего палеозоя, с кайнозойской активизацией. Тектоническая эволюция региона маркируется как развитием специфических для каждого этапа породных комплексов, так и проявлениями магматизма в различных геодинамических обстановках.

В истории геодинамического развития юго-восточной части Восточного Саяна выделены несколько этапов – океанический, островодужный,

аккреционно-коллизионный, рифтогенный [1, 2, 4, 6, 8, 12, 16, 17]. Многоэтапность развития рассматриваемого региона обосновывается существованием террейнов, сложенных породными комплексами, сформированными в соответствующих геодинамических обстановках [2]. Однако возрастные границы геодинамических этапов в некоторых случаях либо не определены, либо определяются по косвенным признакам из-за отсутствия геохронологических данных.

Одной из методик реконструкции истории развития магматических, метаморфических и тектонических процессов является термохронология породных комплексов [11]. Наиболее эффективным при проведении термохронологических исследований представляется использование комплекса U–Pb (по циркону) и Ar/Ar

(по набору минералов) методов изотопного датирования.

Целью нашего исследования является определение методами изотопного датирования возраста и обстановок формирования золотоносных гранитоидов Таинского штока в Восточном Саяне, кроме того, рассмотрена эволюция тектоно-термальных событий, которые мы интерпретируем как этапы геодинамического развития Восточно-Саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемый Таинский шток вмещает Таинское золоторудное месторождение [10]. Характерными особенностями месторождения являются:

- широкое развитие прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения;
- кварц-серицитовый характер околорудных изменений;
- специфический минеральный состав руд, в которых главными минералами являются пирротин, халькопирит, пирит, с молибденитом, галенитом, сфалеритом и ассоциацией теллуридных минералов;
- диоритовый состав гранитоидов.

Особенности Таинского золоторудного месторождения отвечают характеристикам месторождений золото-(±медно-молибден)-порфирирового формационного типа. Формирование таких месторождений связывается с надсубдукционным магматизмом на активных континентальных окраинах [25]. Преобладание пирротина над пиритом в рудах Таинского золоторудного месторождения, а также наличие зон углеродизации в гранитоидах, свидетельствуют о восстановительных условиях формирования золоторудного оруденения.

Рудовмещающий Таинский гранитоидный шток расположен в юго-восточной части Восточного Саяна, в координатах 52°07'39" с.ш., 101°25'04" в.д. Гранитоиды внедрены непосредственно в ультрабазиты Оспинско-Китойского офиолитового массива, крупнейшего в Восточном Саяне (рис. 1). Таинский гранитоидный шток и офиолиты входят в состав единой аллохтонной пластины, надвинутой на породные комплексы Тувино-Монгольского микроконтинента – архейские гранитоиды фундамента и неопротерозойские терригенно-карбонатные отложения чехла. В плане гранитоидное тело имеет форму двух примыкающих друг к другу деформированных линз, при этом в разрезе отчетливо наблюдается положение гранитоидов в составе единого покрова вместе с офиолитами (рис. 2). Геологические наблюдения показывают, что гранитоидный массив имеет интрузивные контакты с ультрабазитами, в результате чего, в эндокон-

такте гранитоидов сформирована оторочка мелкозернистых диоритов и гранодиоритов, в экзоконтакте возникли маломощные оторочки нефритоподобных серпентин-карбонатных пород. Кроме того, гранитоиды, так же, как и ультрабазиты, подвержены углеродизации, но в составе пород автохтона гранитоиды отсутствуют.

## ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

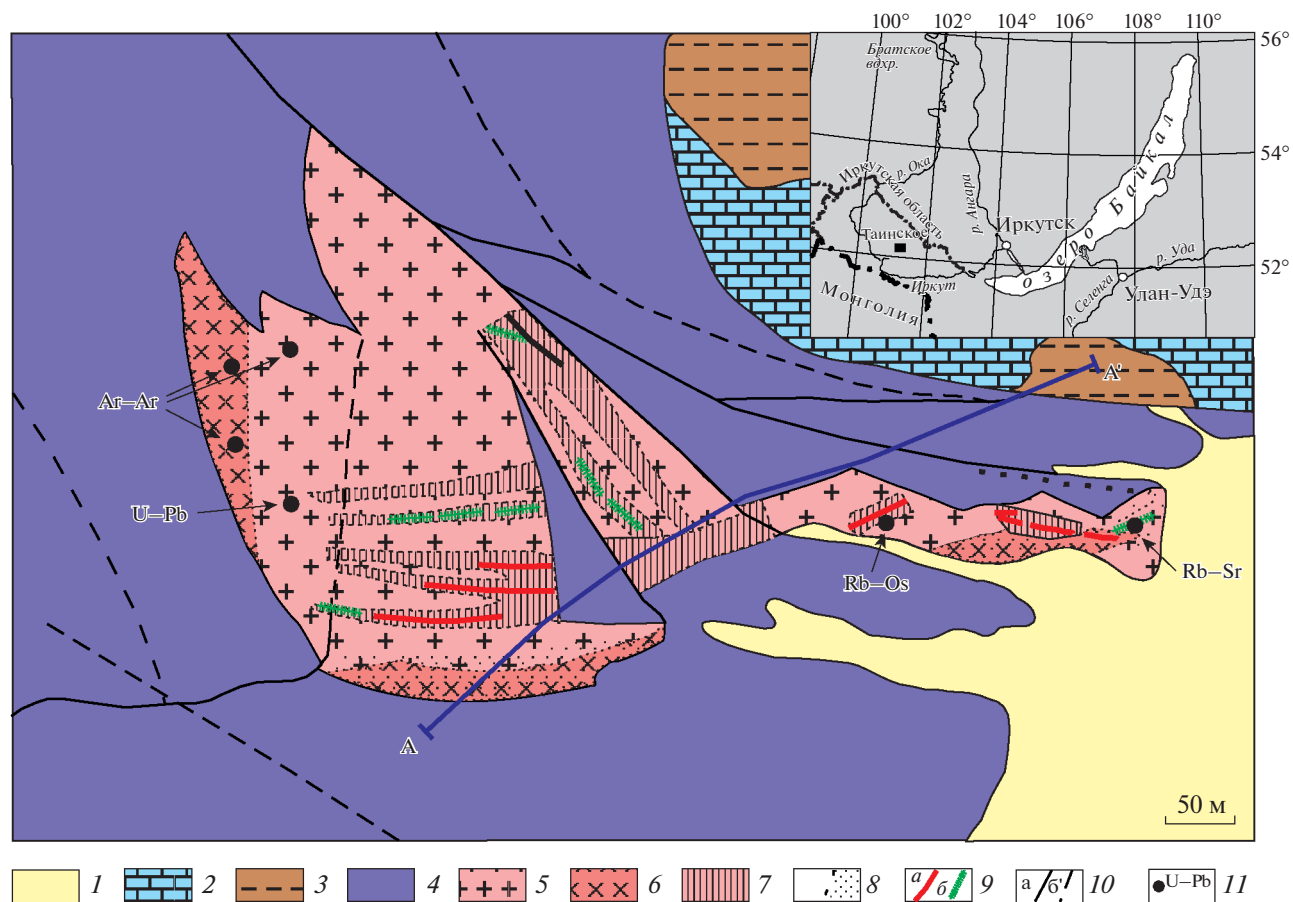
Большую часть массива образуют среднезернистые светло-серые, зеленовато-серые гранодиориты, тоналиты и плагиограниты, сложенные в разной степени измененным плагиоклазом с небольшим (до 10 об. %) количеством кварца, хлоритизированными биотитом и амфиболом с мелкой сыпью лейкоксена и сфена. Плагиоклаз (№ 12-35) представлен двумя разновидностями – таблитчатыми кристаллами размером 0.5–0.8 мм с пятнистыми агрегатами соссюрита и мелкими (0.1–0.2 мм) выделениями серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза. Кварц выполняет промежутки между зернами плагиоклаза.

Приконтактовая часть штока сложена серыми средне-мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами (гранодиоритами), в разной степени измененными и катаклазированными. Породы краевой части массива в той или иной степени заражены углеродистым веществом, которое чаще всего развито неравномерно в кварце – в виде тонкой пыли, в плагиоклазе – по зональности или в виде пылеватых пятнистых присыпок. Углеродистое вещество отмечается также в секущих микротрещинках, иногда совместно с эпидот-клиноцоизитом. Гранулированные агрегаты альбита, замещающего более основной плагиоклаз, также часто пигментированы пылеватым углеродистым веществом.

По химическому составу породы Таинского штока соответствуют кварцевым диоритам с умеренными содержаниями  $\text{SiO}_2$ , где большая часть проб содержит от 61 до 65 мас. %  $\text{SiO}_2$ , в единичных пробах – до 70 мас. % (табл. 1). Породы имеют ярко выраженную натриевую специализацию, Na/K отношение варьирует в пределах 1.63–15.74, при среднем значении 5.36 (для выборки в 18 проб). Коэффициент агаитности относительно низкий, варьирует от 22.8 до 59.7%, при среднем значении 38.7%.

По содержаниям элементов-примесей породы характеризуются пониженными концентрациями некогерентных элементов, таких как Rb, Nb, Zr, Y (табл. 2). Так, на диаграмме Пирса точки составов пород Таинского штока попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 3).

По распределению элементов-примесей, отраженному на спайдер-диаграмме (рис. 4, а), так-



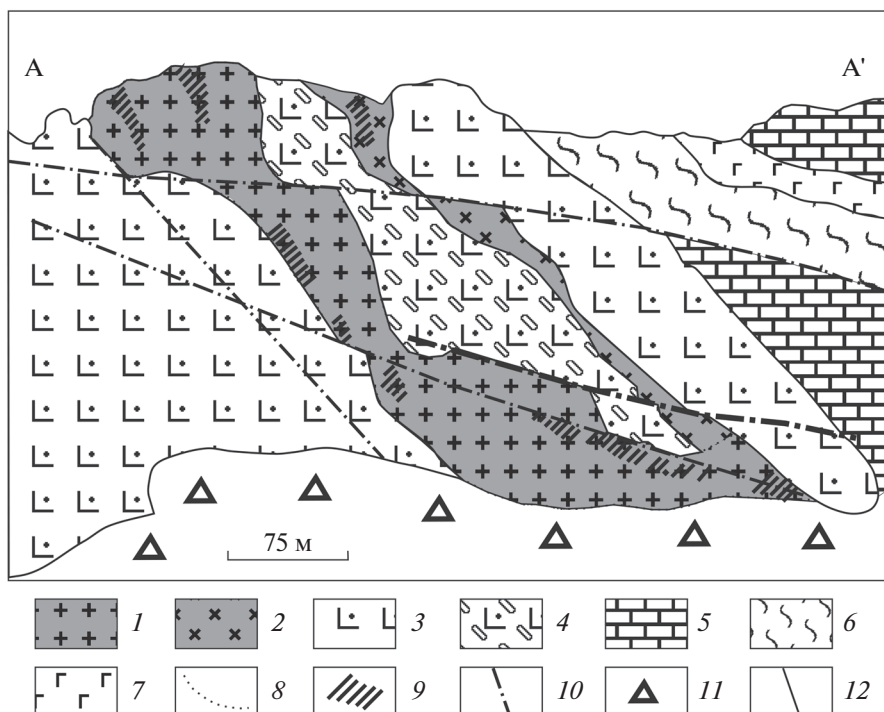
**Рис. 1.** Схема геологического строения Таинского золоторудного месторождения.

Показан (линия А–А') разрез Таинского штока.

1 – четвертичные отложения; 2 – светло-серые массивные известняки и доломиты; 3 – углеродисто-глинисто-карбонатные и углеродисто-кремнистые сланцы; 4 – серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты; 5 – плагиограниты и гранодиориты зеленовато-серые, светлые; 6 – диориты, гранодиориты серые, темно-серые; 7 – зоны безрезитизации; 8 – зоны углеродизации; 9 – рудные тела: а – кварцевые жилы, б – зоны прожилково-вкрапленной минерализации; 10 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – места отбора геохронологических проб

**Таблица 1.** Петрогенные (мас. %) элементы в гранитоидах Таинского штока.

Элементы	Тн-327	Тн-328	Тн-330	Тн-331	Тн-332	Тн-334	Тн-335
SiO <sub>2</sub>	63.5	63.7	62.5	62.5	63.3	63.3	63.3
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.48	0.52	0.47	0.5	0.45	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.51	15.55	16.2	16.4	16.07	16	16.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.88	1.6	0.73	1.2	0.42	1.77	0.36
FeO	2.98	3.06	3.94	3.42	3.59	3.06	3.06
MnO	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
MgO	1.68	2.47	2.61	2.24	2.31	2.65	2.42
CaO	7.23	5.74	4.87	5.83	3.65	5.1	2.49
Na <sub>2</sub> O	4.72	4.44	5.17	4.72	8.5	4.61	7.37
K <sub>2</sub> O	0.7	1.07	0.43	0.84	0.54	1.03	2.4
п.п.п.	1.46	1.79	2.81	2.13	1.02	2.23	1.3
Сумма	100.42	100.14	100	99.98	100.36	100.26	100.12
Na/K	<b>6.74</b>	<b>4.15</b>	<b>12.02</b>	<b>5.62</b>	<b>15.74</b>	<b>4.48</b>	<b>3.07</b>
K_Агп.	<b>34.9</b>	<b>35.4</b>	<b>34.6</b>	<b>33.9</b>	<b>56.3</b>	<b>35.3</b>	<b>59.7</b>



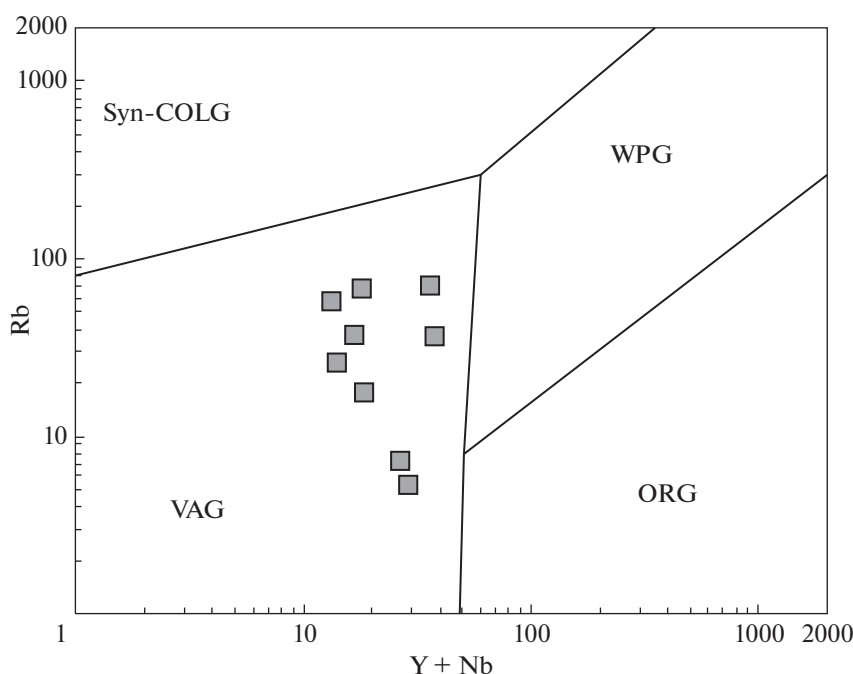
**Рис. 2.** Разрез А–А' Таинского штока, закартированный по стенкам кара (по данным [10], с изменениями и дополнениями).

1 – плагиограниты, гранодиориты; 2 – углеродизированные, березитизированные диориты, гранодиориты; 3 – массивные серпентиниты; 4 – серпентинитовый меланж; 5 – известняки и доломиты; 6 – углеродисто-кремнистые сланцы; 7 – дайка микродиоритов; 8 – границы фациальных разновидностей гранитоидов; 9 – зоны прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации; 10 – тектонические нарушения; 11 – осыпи; 12 – геологические границы

**Таблица 2.** Содержания редких элементов (г/т) в гранитоидах Таинского штока.

Элемент	Ок-240	Ок-242	Ок-261	Ок-264
Rb	60	77	5	8
Ba	85	12	610	491
Th	2.02	1.70	0.75	0.95
U	0.61	0.53	0.14	0.22
Nb	3.42	3.27	2.92	3.91
Ta	0.22	0.22	0.14	0.21
La	15.74	7.09	9.62	9.36
Ce	33.16	15.53	19.62	19.52
Pb	1.56	8.55	3.82	3.11
Pr	3.80	1.81	2.37	2.33
Sr	85	12	610	491
Nd	13.72	6.79	9.47	8.76
Zr	20	18	8	10
Hf	0.74	0.70	0.38	0.48
Sm	2.44	1.24	1.97	1.73
Eu	0.76	0.41	0.80	0.55
Gd	2.62	1.22	2.12	1.80
Tb	0.32	0.15	0.28	0.25
Dy	1.72	0.82	1.57	1.41
Y	9	3	9	8
Ho	0.35	0.16	0.32	0.27
Er	0.95	0.43	0.85	0.77
Tm	0.13	0.06	0.12	0.11
Yb	0.83	0.39	0.74	0.69
Lu	0.11	0.05	0.11	0.10

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) (аналитик Киселева Д.В.) методом ICP-MS.



**Рис. 3.** Положение точек составов гранитоидов Таинского штока на дискриминационной диаграмме Пирса, по [23]. Обозначения: Syn-COLG – синколлизонные граниты; VAG – граниты вулканических дуг (островодужные); ORG – граниты океанических рифтов; WPG – внутриплитные граниты.

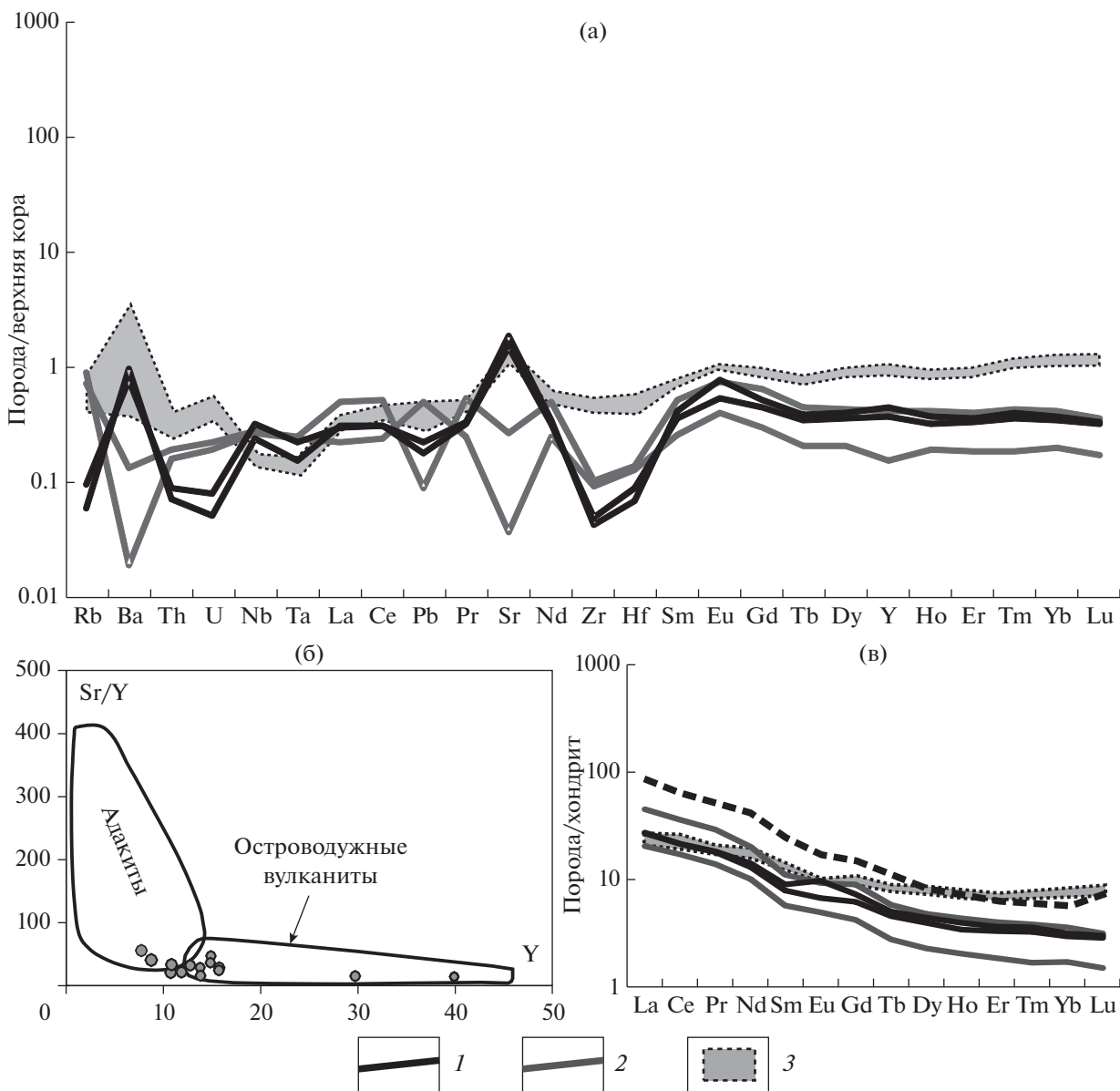
же видно, что гранитоиды характеризуются пониженными концентрациями некогерентных элементов относительно состава верхней коры. На графике отмечаются отрицательные аномалии по U, Th, Zr, Hf, слабо контрастная аномалия по Pb и положительные по Sr, Ba. Конфигурация спайдер-диаграммы близка к кривой распределения кайнозойских андезитов Курильской островной дуги [9]. По значениям Sr/Y отношения точки составов гранитоидов Таинского штока соответствуют границе полей адакитов и островодужных вулканитов, но характеризуются низким содержанием Y, что иллюстрирует бинарная диаграмма Sr/Y–Y (см. рис. 4, б) [19].

На графиках распределения РЗЭ отмечается некоторое обогащение легкими элементами относительно тяжелых (см. рис. 4, в). Отношение  $La/Yb_n$  в гранитоидах Таинского штока варьирует в пределах 8.8–12.8. Спектры имеют слабо фракционированный характер, без явных отрицательных или положительных аномалий и весьма схожи со спектрами островодужных андезитов Курильской дуги и адакитов [9, 20].

Таким образом, геохимические характеристики гранитоидов Таинского штока отвечают гранитоидам, сформировавшимся в островодужной геодинамической обстановке.

## МЕТОДЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

**U–Pb определение возраста.** U–Pb датирование по цирконам выполнено методом LA-ICP-MS в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре Element XR (Thermo Science, Germany) с лазерной приставкой UP-213 (NewWave, USA) [13]. Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 10 Гц, с диаметром 30 мкм, в течение 30 с. Испаренные частицы из лазерной установки транспортировались в масс-спектрометр потоком чистого гелия. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей проведены в программе Glitter [15]. В качестве внешнего стандарта измерялся эталонный циркон 91500, в качестве контрольных образцов использовались цирконы Plešovice и GJ-1. Относительная погрешность измерения изотопных отношений в эталонных цирконах варьировала в пределах 1–3%. Относительная погрешность средневзвешенного конкордатного возраста контрольных цирконов имела значение не более 2% от их аттестованного возраста. Расчет значений возраста методом построения диаграммы с конкордией проведен с помощью программы Isoplot-3 [18]. Измерялось четыре изотопных отношения:  $^{207}Pb/^{206}Pb$ ,  $^{206}Pb/^{238}U$ ,  $^{207}Pb/^{235}U$  и  $^{208}Pb/^{232}Th$ . Погрешности единичных анализов (возрастов) приведены на уровне  $1\sigma$ , погрешности вычисленных



**Рис. 4.** Геохимические характеристики гранитоидов Таинского штока.

(а) – графики распределения элементов-примесей для пород Таинского штока, нормированные по составу верхней континентальной коры, по [24]; (б) – диаграмма Sr/Y-Y для гранитоидов: ромбиками показаны точки составов гранитоидов Таинского штока; (в) – спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту C1, по [19].

1 – гранодиориты, 2 – березитизированные гранитоиды, 3 – поле составов островодужных вулканидов Курильских островов, по [9], показан (пунктир) график адакитов, по [20]

конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне  $2\sigma$ .

**$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование.** Выделение мономинеральных фракций проводилось с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопные исследования методом ступенчатого прогрева выполнены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Навески образцов, совместно с мусковитом МСА-11 (возраст –  $311.0 \pm 1.5$  млн лет),

используемым в качестве монитора и откалиброванным с помощью международных стандартных образцов биотита LP-6 и мусковита Bern-4m, по [14], были завернуты в алюминиевую фольгу, помещены в кварцевую ампулу и после откачки воздуха запаяны. Затем пробы облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Физико-техническом институте при Томском политехническом университете (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому

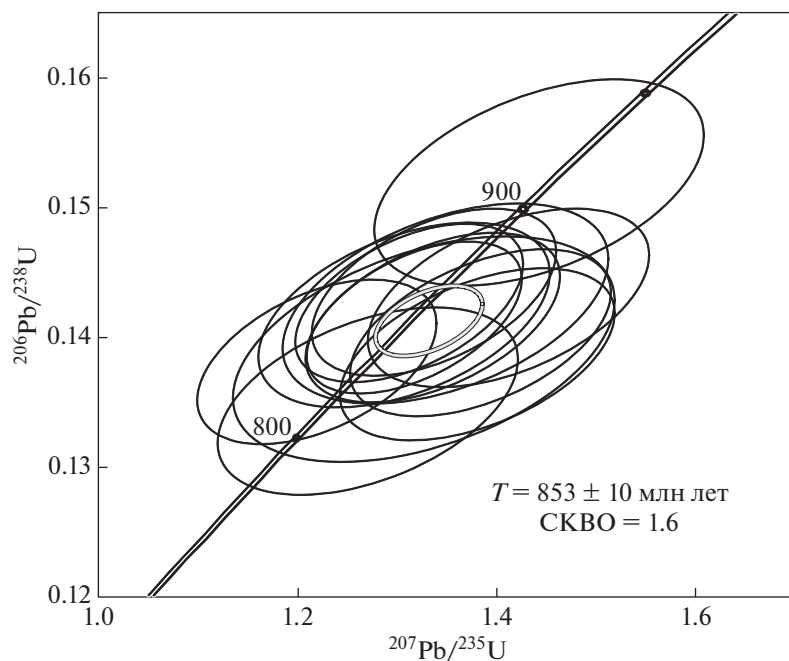


Рис. 5. U–Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов, выделенных из гранитоидов Таинского штока.

прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при  $1200^\circ\text{C}$ ) не превышал  $5 \times 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Великобритания). Аналитические погрешности измерений соответствуют интервалу  $\pm 1\sigma$ . Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl, K использовались следующие коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm \pm 0.000003$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000004$ ,  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$ . Перед измерениями производилась предварительная дегазация образцов при температуре  $350^\circ\text{C}$ . Для контроля изотопной дискриминации масс-спектрометра регулярно измерялись порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  на период измерений составило  $299 \pm 1$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ

U–Pb датирование проводилось по цирконам, выделенным из относительно слабо измененных кварцевых диоритов. Цирконы имеют небольшие размеры, длиной до 100 мкм, и представлены преимущественно удлиненными узкими призматическими и деформированными дипирамидальными кристаллами. Среднее взвешенное значение возраста для 13 измерений с достаточно высокой степенью конкордантности составило

$853 \pm 10$  млн лет (рис. 5, табл. 3), что можно считать соответствующим возрасту формирования гранитоидов.

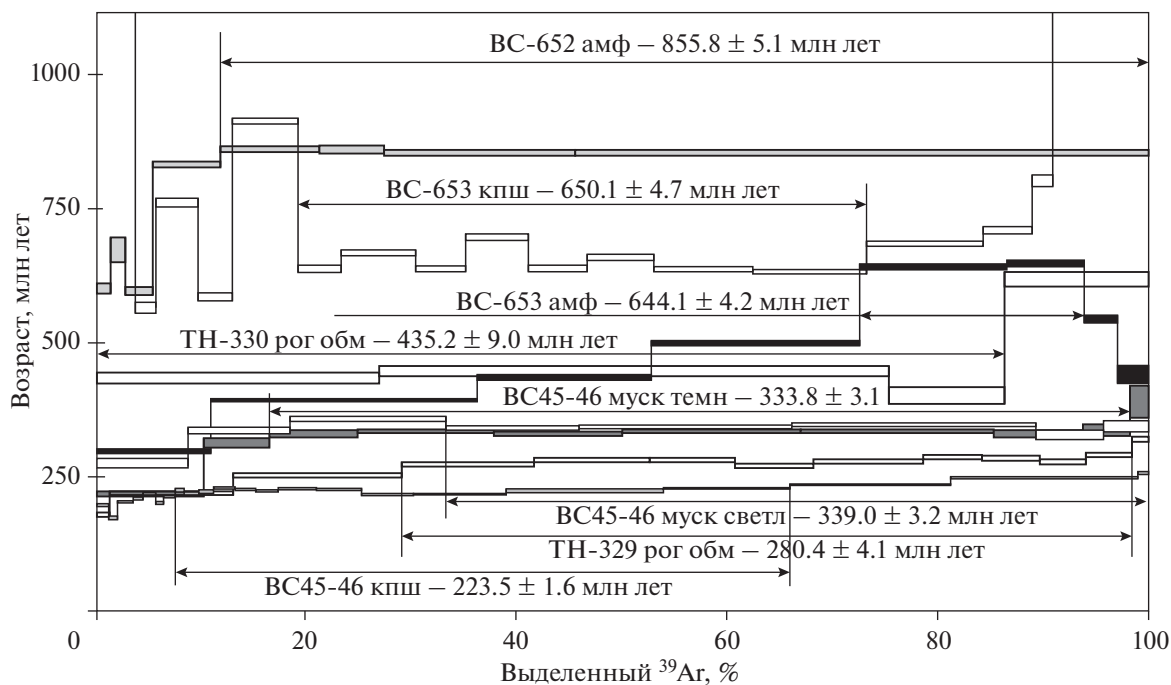
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопное датирование проводилось по восьми мономинеральным фракциям, выделенным из гранитоидов, характеризующимся различной степенью и характером вторичных изменений (серицитизация, углеродизация). В спектрах всех образцов, за исключением амфибола из углеродизированного гранита (обр. Вс-45-46), наблюдается полноценное плато (рис. 6). В высокотемпературной части спектра амфибола (обр. Вс-45-46) наблюдается промежуточное (редуцированное) плато из двух ступеней.

Значения изотопного возраста для всех исследованных минеральных фракций Таинского штока, в совокупности с имеющимися литературными данными, приведены в табл. 4, где наблюдается несколько групп возрастов с общим разбросом значений от 855 до 223 млн лет.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическое строение и состав породных комплексов Восточно-Саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса свидетельствует об его сложной многоэтапной геодинамической эволюции. Тектонические события, происходившие в рассматриваемом регионе, оказывали влияние на стабильность изотопных систем в разных минералах, что привело к возник-





**Рис. 6.** Возрастные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектры для минералов гранитоидов Таинского штока. Обозначены: амф – амфибол, кпш – калиевый полевой шпат, рог обм – роговая обманка, муск темн – мусковит темный, муск светл – мусковит светлый.

новению наблюдаемого разброса значений изотопного возраста.

По амфиболу из углеродизированных гранитоидов (обр. BC-652) получен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст  $855.8 \pm 5.1$  млн лет, совпадающий с U–Pb дати-

ровкой по циркону. Ранее проведенное Re–Os датирование синрудного молибденита из образца серицитизированного мелкозернистого гранита Таинского золоторудного месторождения позволило получить значение возраста – 860 млн лет [22].

**Таблица 3.** Результаты U–Pb датирования Таинского штока.

№ п/п	Изотопные отношения				коэф. кор.	Возраст, млн лет				D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	
1.	1.31736	0.04419	0.14145	0.00240	0.51	<b>853.40</b>	19.36	<b>852.90</b>	13.53	0.06
2.	1.27048	0.06178	0.13500	0.00294	0.45	<b>832.60</b>	27.63	<b>816.30</b>	16.71	2.00
3.	1.31235	0.04677	0.14256	0.00250	0.49	<b>851.20</b>	20.54	<b>859.10</b>	14.10	–0.92
4.	1.34800	0.06674	0.14251	0.00315	0.45	<b>866.70</b>	28.86	<b>858.80</b>	17.76	0.92
5.	1.38042	0.05630	0.13859	0.00271	0.48	<b>880.60</b>	24.02	<b>836.70</b>	15.34	5.25
6.	1.21917	0.04921	0.13801	0.00260	0.47	<b>809.40</b>	22.51	<b>833.40</b>	14.71	–2.88
7.	1.44244	0.06750	0.15188	0.00326	0.46	<b>906.70</b>	28.06	<b>911.50</b>	18.23	–0.53
8.	1.33667	0.05011	0.14342	0.00262	0.49	<b>861.80</b>	21.78	<b>864.00</b>	14.75	–0.25
9.	1.38309	0.05359	0.14024	0.00264	0.49	<b>881.80</b>	22.83	<b>846.00</b>	14.92	4.23
10.	1.32696	0.07845	0.13904	0.00355	0.43	<b>857.60</b>	34.23	<b>839.20</b>	20.11	2.19
11.	1.33565	0.05219	0.14148	0.00267	0.48	<b>861.30</b>	22.69	<b>853.00</b>	15.08	0.97
12.	1.30674	0.05960	0.14164	0.00293	0.45	<b>848.70</b>	26.24	<b>853.90</b>	16.53	–0.61
13.	1.41133	0.05778	0.14296	0.00281	0.48	<b>893.70</b>	24.33	<b>861.40</b>	15.84	3.75

Примечание. 1σ – стандартное отклонение, D – дискордантность, отн. %.



**Таблица 4.** Результаты изотопного датирования гранитоидов Таинского штока.

№ п/п	Проанализированный минерал	№ обр.	Возраст, млн лет	Источник
1.	Циркон из кварцевых диоритов	Ок-26	853 ± 5	*
2.	Роговая обманка из углеродизированных гранитоидов	Вс-652	855.8 ± 5.1	*
3.	Калиевый полевой шпат из углеродизированных гранитоидов	Вс-652	650.1 ± 4.7	*
4.	Роговая обманка из диоритов	Вс-653	644.1 ± 4.2	*
5.	Роговая обманка из диоритов	Тн-330	435.2 ± 9.0	*
6.	Светлый мусковит из углеродизированных гранитоидов	Вс-45-46	339.0 ± 3.2	*
7.	Темный (обуглероженный) мусковит из углеродизированных гранитоидов	Вс-45-46	333.8 ± 3.1	*
8.	Роговая обманка из диоритов	Тн-329	280.4 ± 4.1	*
9.	Калиевый полевой шпат из углеродизированных гранитоидов	Вс-45-46	223.5 ± 1.6	*
10.	Измененные граниты Таинского штока	Rb–Sr изохрона	670 ± 20	[10]
11.	Молибденит в измененном граните порфиривого штока	TN-2	~860	[22]
12.	Включение молибденита в кварце	TN-1	~550	[22]

Примечание. \* – данные авторов.

На основании совпадения датировок, полученных независимыми методами с высокой степенью достоверности, возраст Таинского гранитоидного штока является неопротерозойским и составляет  $854.4 \pm 3.6$  млн лет (среднее взвешенное двух значений).

Формирование рудной минерализации Таинского золоторудного месторождения по данным Re–Os датирования произошло в это же время, что подтверждает генетическую связь гранитоидного магматизма с золотым оруденением. Большинство месторождений золото-(медь-молибден)-порфиривого типа приурочены к фанерозойским островодужным и окраинно-континентальным блокам, тогда как месторождения докембрийского возраста достаточно редки [25]. В пределах Восточного Саяна Таинское месторождение – пока единственное из докембрийских порфирировых объектов. Возможно, это связано с малой сохранностью древних островодужных гранитоидов, которые большей частью были уничтожены в течение многочисленных этапов аккреционно-коллизийных событий, происшедших в регионе в неопротерозое–фанерозое.

По данным геологических наблюдений Таинский гранитоидный шток прорывает ультрабазиты Оспинско-Китойского офиолитового массива и совместно с последними входит в состав единого аллохтонного покрова. По геохимическим и петрохимическим характеристикам гранитоиды Таинского штока соответствуют островодужным гранитам. Возраст формирования гранитоидов соответствует времени существования неопротерозойской Дунжугурской островной дуги. С этой дугой связывается происхождение древнейших в Центральной Азии офиолитов. Их возраст был

определен U–Pb датированием по цирконам, выделенным из плагиогранитов, прорывающих офиолиты (1022 млн лет, по [16]) и цирконам, выделенным из вулканокластитов, входящих в состав офиолитовой ассоциации (1034 млн лет, по [17]). Верхняя возрастная граница Дунжугурских офиолитов оценивается в 800 млн лет по косвенным признакам [17].

Полученные нами данные по возрасту островодужных гранитоидов Таинского штока показывают, что магматизм в Дунжугурской островной дуге продолжался от периода в более чем 1 млрд лет до 850 млн лет. Следовательно, оценка возраста коллизии Дунжугурской дуги с Тувино-Могольским микроконтинентом на рубеже 800 млн лет представляется наиболее вероятной.

Мы предполагаем, что в пределах Дунжугурского офиолитового пояса Восточного Саяна могут присутствовать фрагменты разновозрастных офиолитовых комплексов, принадлежащие к различным островодужным палеосистемам.

Совпадение  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировок по калиевому полевому шпату ( $650.1 \pm 4.7$  млн лет, обр. Вс-652) и амфиболу ( $644.1 \pm 4.2$  млн лет, обр. Вс-653) из углеродизированного гранита и диорита, а также близкое значение Rb/Sr изохронной датировки по измененным гранитоидам Таинского штока (670 млн лет), позволяет с высокой степенью достоверности считать, что  $647.3 \pm 3.1$  млн лет назад (через 207 млн лет после формирования) произошло тектонотермальное событие, значительно повлиявшее на строение Таинского месторождения и рудовмещающих гранитоидов. Рубеж 650 млн лет фиксируется также в возрастных датировках магматических пород Саяно-Байкало-

Муйского складчатого пояса, в состав которого входит и исследуемый регион [6]. Это тектоно-термальное событие соответствует времени коллизии Сархойской островной дуги с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Интервал изотопных датировок вулканитов сархойской серии составляет 805–750 млн лет [17]. Полученные нами данные впервые позволяют оценить период существования Сархойской островной дуги (активной континентальной окраины андийского типа) 805–650 млн лет.

В последующей геологической истории Таинского гранитоидного штока  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки группируются в последовательные группы:

- 435 млн лет (роговая обманка, обр. Тн-330),
- 339–333 млн лет (мусковит, обр. Вс-45-46),
- 280–223 млн лет (роговая обманка, обр. Тн-329 и калиевый полевой шпат, обр. Вс-45-46).

Возрастная датировка в  $435 \pm 9$  млн лет отвечает завершающему периоду орогенеза, связанного с закрытием Палеоазиатского океана, коллизией Сибирского кратона с Тувино-Монгольским микроконтинентом и становлением покровно-складчатой структуры Восточного Саяна. Этот период фиксируется также в датировках золото-кварцевых месторождений Восточного Саяна и позволяет оценить общую продолжительность раннепалеозойского орогенеза в интервале 500–430 млн лет (поздний кембрий–силур) [3].

Две группы позднепалеозойских датировок отвечают этапам позднепалеозойских сдвиговых деформаций, проявленных в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса. В позднем девоне–раннем карбоне (339–334 млн лет) произошла коллизия Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов, в результате чего закрылся Обь-Зайсанский океанический бассейн и сформировался Северо-Азиатский континент [1].

Проявления второго этапа сдвиговых деформаций Центрально-Азиатского складчатого пояса соответствуют позднему карбону–перми (280–223 млн лет) [1]. Их образование обусловлено столкновением Восточно-Европейского с Северо-Азиатским континентами и появлением Уральского орогенного пояса. Проявления сдвиговых деформаций осложняются также внутриплитным магматизмом, обусловленным влиянием мантийного плюма [7].

Таким образом, на основе новых изотопно-геохронологических и геохимических данных можно с большой долей уверенности считать, что в пределах Восточного Саяна (в современных координатах) в неопротерозойское время (1034–850 млн лет назад) имел место надсубдукционный магматизм, который возможно был полихронным и/или развивался в пределах нескольких разновозрастных островных дуг. Подчиненное при-

сутствие островодужных гранитоидов в составе Восточно-Саянского офиолитового пояса связано с тем, что выплавление гранитоидов происходило в условиях энсиматической островной дуги, где преобладал магматизм среднего–основного состава (бониниты, базальты). При этом островодужный магматизм генерировал золото-(медь-молибден)-порфировое оруденение. Последующие тектонические события, происходившие в пределах Восточно-Саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, обусловили термальное воздействие на относительно низкотемпературные (Rb–Sr и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) изотопные системы и привели к появлению более молодых значений изотопного возраста в минералах гранитоидов Таинского штока.

## ВЫВОДЫ

Геологическое положение, петро-геохимические особенности и возраст гранитоидов Таинского штока – 854 млн лет, полученный тремя независимыми методами (U–Pb, Ar/Ar, Re–Os), позволяет отнести эти гранитоиды к комплексам неопротерозойской Дунжугурской энсиматической островной дуги. Полученные данные показывают, что магматизм в Дунжугурской островной дуге продолжался в период от более 1 млрд до 850 млн лет, т.е. время существования этой островной дуги оценивается в  $\geq 200$  млн лет.

Значения изотопного возраста, полученные Rb–Sr и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методами, характеризующимися относительно низкими температурами закрытия изотопных систем, позволяют выделить несколько возрастных групп. Эти возрастные рубежи отражают разные этапы развития Восточно-Саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса:

1. 650 млн лет – коллизия Сархойской островной дуги с Тувино-Монгольским микроконтинентом;
2. 435 млн лет – раннепалеозойский орогенез, приведший к становлению континентального режима в регионе;
3. 339–333 млн лет и 280–223 млн лет – два этапа позднепалеозойских сдвиговых деформаций, обусловленных позднепалеозойскими событиями, приведшими к формированию современного облика Евразийского континента.

**Благодарности.** Авторы выражают признательность Центру коллективного пользования “Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и Центру многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) за проведение аналитических исследований.

Авторы искренне признательны рецензенту д. г.-м. н. М.В. Лучицкой (ГИН РАН, г. Москва) и

анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью.

**Финансирование.** Исследования выполнены в рамках государственных заданий ГИН и ИГМ СО РАН при финансировании Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, а также грантов Российского фонда фундаментальных исследований № 18-05-00489а, 17-05-00936а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
2. Гордиенко И.В., Роцектаев П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудн. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
3. Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Горячев Н.А. Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // ДАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 532–535.
4. Добрецов Н.Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
5. Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
6. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золото-концентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.
7. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
8. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
9. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.-И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 1–25.
10. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч., Боровиков А.А., Попов В.Д. Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 395–413.
11. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
12. Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
13. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
14. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating standards // Chemical Geology. 1996. Vol. 129. P. 307–324.
15. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In: *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences*. Ed. by P.J. Sylvester. Mineralog. Assoc. Canada Short Course Ser. 2008. Vol. 40. P. 204–207.
16. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 199. P. 311–325.
17. Kuzmichev A.B. Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt // In: *Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt Geology: Evolution, Tectonics, and Models*, Ed. by A. Kröner, (Borntraeger Sci. Publ., Stuttgart, Germany, 2015). P. 66–92.
18. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochron. Center. Spec. 2003. Publ. 4. 74 p.
19. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
20. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyend J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 1–24.
21. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
22. Mironov A.G., Stein H., Zimmerman A., Zhmodik S.M. Dating of gold occurrences in the Sayan-Baikal Fold Belt, Southern Siberia, Russia // In: *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Ed. by J. Mao, F.P. Bierlein, Proceed. 8<sup>th</sup> SGA Meeting, Beijing, China, 18–21 Aug., 2005, (Springer, Berlin-Hedelberg, Germany, 2005). Ch. 7. P. 797–799.
23. Pearce J., Harris N., Tindle A. Trace Element Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
24. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // In: *The Crust: Treatise on Geochemistry*. Ed. by R.L. Rudnick (Elsevier, Berlin, Germany, 2003). Vol. 3. P. 1–64.
25. Seedorff E., Dilles J.H., Proffett Jr., J.M. Einaudi, M.T., Zurcher, L. Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. Porphyry deposits – Characteristics and origin of hypogene features // Soc. Econom. Geol. 2005. Vol. Econom. Geol. 100<sup>th</sup> Ann. P. 251–298.

Рецензент: М.В. Лучицкая

## Age and Geodynamic Conditions of Formation for the Neoproterozoic Gold-Bearing Granitoids in the Eastern Sayan

**B. B. Damdinov<sup>a, b, \*</sup>, S. M. Zhmodik<sup>c</sup>, V. B. Khubanov<sup>a, b</sup>, A. G. Mironov<sup>a</sup>,  
A. V. Travin<sup>c, d, e</sup>, L. B. Damdinova<sup>a, b</sup>**

<sup>a</sup>*Geological Institute SB RAS, Sakh'yanovoi str., 6a, 670047, Ulan-Ude, Russia*

<sup>b</sup>*Buryat State University, Smolina str., 24a, 670000, Ulan-Ude, Russia*

<sup>c</sup>*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Acad. Koptuyuga av., 3, 630090, Novosibirsk, Russia*

<sup>d</sup>*Novosibirsk State University, Pirogova str., 2, 630090, Novosibirsk, Russia*

<sup>e</sup>*Novosibirsk State Technical University, K. Marx av., 20, 630073, Novosibirsk, Russia*

*\*e-mail: damdinov@mail.ru*

The paper discusses results of the petrogeochemical and geochronological studies of the Tainsky granitoid stock containing the Tainsky gold ore deposit in the East Sayan. The Tainsky granitoid stock intrudes through the ultrabasites of the Ospa-Kitoy ultrabasic massif. Granitoids are part of an ophiolite cover which overlap over the rocks of the Tuva-Mongolian microcontinent Archean foundation. Obtained by three independent methods (U–Pb, Re–Os,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) consistent isotopic age values in the range of 850–860 Ma, are evidence of the Neoproterozoic age of granitoid magmatism and its genetic relationship with gold-( $\pm$ copper)-porphyry mineralization. The geological setting, geochemical characteristics, and age of the Tainsky granitoid stock allow us to attribute these rocks to the Neoproterozoic Dunzhugur island arc sequences. Isotopic age values obtained by Rb–Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  methods which characterized by lower closure temperatures of isotopic systems allow to distinguish several tectonic-thermal events at 650, 435, 339–333, and 280–223 Ma.

*Keywords:* tectonic evolution, isotopic age, Tainsky granitoid stock, Eastern Sayan