

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

ДРЕВНЕЙШИЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

© 2024 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев^{1,*}, М. В. Лучицкая¹, А. А. Третьяков¹,
Е. Б. Сальникова², Ю. В. Плоткина²

Поступило 29.12.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принято к публикации 18.01.2024 г.

В Чингиз-Тарбагатайском районе Восточного Казахстана впервые датированы древнейшие гранитоиды кан-чингизского комплекса, в строении которого участвуют кварцевые диориты, граодиориты, плагиограниты и граниты. Проведено U–Pb (ID-TIMS и SIMS)-геохронологическое изучение гранитов и плагиогранитов, для которых получены оценки возраста 509 ± 2 и 512 ± 3 млн лет, примерно соответствующие границе раннего и среднего кембрия. Полученные данные позволяют считать возраст вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих гранитоиды, раннекембрийским. Особенности состава гранитоидов кан-чингизского комплекса свидетельствуют об их формировании в пределах энсиматической островной дуги.

Ключевые слова: гранитоиды, циркон, ранний–средний кембрий, Чингиз-Тарбагатайский район, Восточный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739724050018

Характерной чертой Центрально-Азиатского орогенного пояса является широкое распространение вулканических и plutонических комплексов, формировавшихся в пределах островодужных систем с различным типом фундамента [1, 2]. В западной части пояса, к которой относятся складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и Джунгарии, кембрийские и ордовикские вулканогенно-осадочные и plutонические островодужные комплексы наиболее полно представлены в Бошекуль-Чингизской складчатой области, в состав которой входят Селетинский, Бошекульский, Чингиз-Тарбагатайский районы Северного и Восточного Казахстана (рис. 1). Формирование этих образований связано с эволюцией крупной энсиматической островодужной системы [3]. Её меланократовый фундамент обнажён в Бошекульском районе Северного Казахстана, где представлен фрагментами габбрового и дайкового комплексов офиолитового разреза, с которыми связаны базальт-риолитовая вулканическая серия и достаточно крупные плутоны

тоналитов и плагиогранитов [4]. U–Pb-оценки возраста кристаллизации, полученные для тоналитов и плагиогранитов, соответствуют первой половине раннего кембрия (520–525 млн лет) [3].

Формирование дифференцированных осадочно-вулканогенных толщ и связанных с ними гранитоидов в Бошекульском районе начинается со второй половины раннего кембрия (ботомский век) и продолжается до конца ордовика [4, 5]. В Чингиз-Тарбагатайском районе Восточного Казахстана наиболее древние вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи имеют раннеамгинский возраст, установленный по находкам трилобитов в прослоях известняков среди эффузивов и туфогенных пород [6–8]. Фаунистически охарактеризованные среднекембрийские комплексы развиты на относительно небольших участках, в то же время на больших площадях амгинскими считаются немые, часто слабо метаморфизованные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, прорванные небольшими массивами гранитоидов, объединяемые в кан-чингизский комплекс [9]. Гранитоиды этого комплекса образуют пояс северо-западного простираения протяжённостью почти 200 км, в котором наиболее крупными являются Кан-Чингизский,

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: degtkir@mail.ru

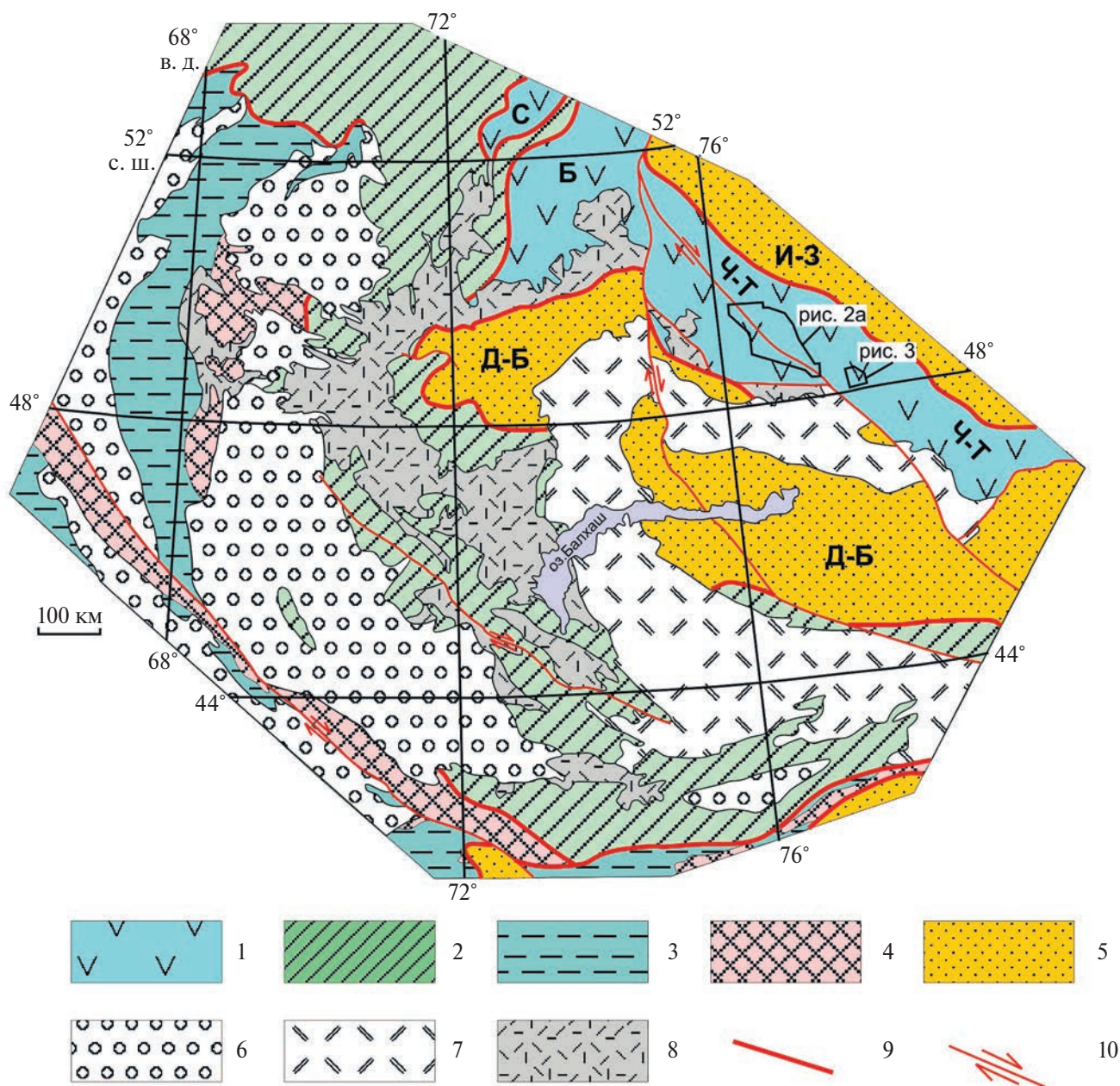


Рис. 1. Схема тектонического районирования палеозойд Казахстана и Северного Тянь-Шаня. 1–5 – складчатые области: 1 – Божекуль-Чингизская, 2 – Кокчетав-Северотяньшанская; 3, 4 – Ишим-Срединотяньшанская: 3 – докембрийские метаморфические комплексы, 4 – эдиакарско-нижнепалеозойские терригенные и кремнисто-терригенные толщи, 5 – Джунгаро-Балхашская (Д-Б) и Иртыш-Зайсанская (И-З); 6 – верхнедевонско-пермские наложенные впадины; 7, 8 – вулканоплутонические пояса: 7 – позднепалеозойский Балхаш-Илийский, 8 – девонский Казахстанский; 9 – границы складчатых областей, 10 – наиболее крупные позднепалеозойско-ранне-мезозойские сдвиги. Районы Божекуль-Чингизской складчатой области: С – Селетинский, Б – Божекульский, Ч-Т – Чингиз-Тарбагатайский.

Кольдененский, Мукурский, Усть-Карасуйский массивы (рис. 2 а, 3). Верхний возрастной предел формирования пород кан-чингизского комплекса устанавливается по несогласному залеганию на гранитах Кольдененского массива конгломератов, гравелитов, песчаников и известняков

с трилобитами и беззамковыми брахиоподами верхов майского яруса среднего кембрия [6, 10].

Задачей наших исследований являлось установление времени становления гранитоидов кан-чингизского комплекса и, соответственно, верхнего возрастного предела вмещающих

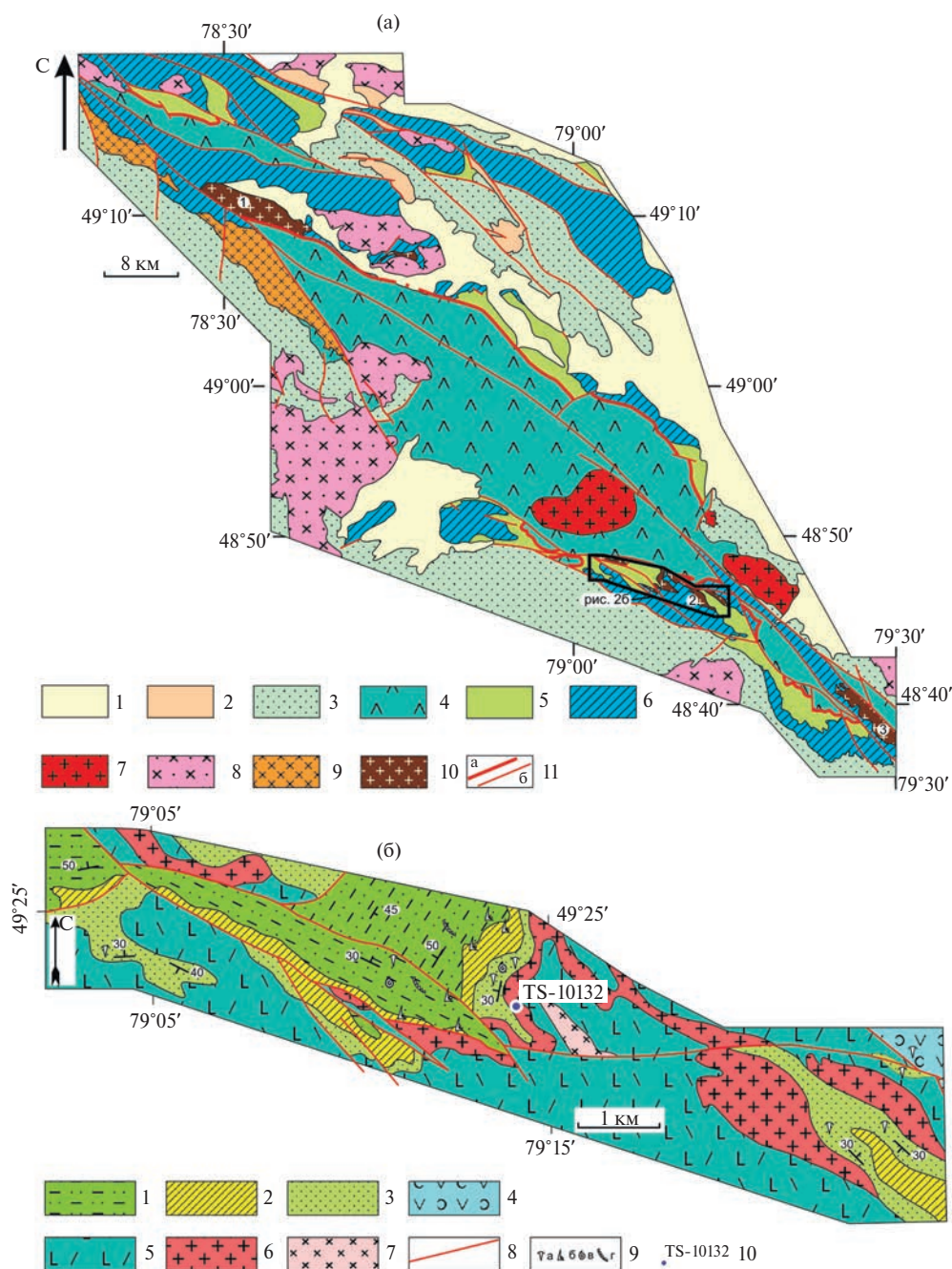


Рис. 2. (а) Схема геологического строения центральной части Чингиз-Тарбагатайского района (Восточный Казахстан). 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонские и нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 – средне-верхнеордовикские терригенные и вулканогенные толщи; 4 – верхнекембрийские и нижне-среднеордовикские вулканогенные и кремнисто-терригенные толщи; 5 – среднекембрийско-среднеордовикские терригенно-карбонатно-кремнистые толщи; 6 – нижне-среднекембрийские эффузивы и туфы основного, среднего и кислого состава; 7–10 – гранитоидные комплексы: 7 – сарышокинский ранней перми, 8 – четский позднего силура, 9 – чаганский раннего–среднего ордовика, 10 – кан-чингизский раннего–среднего кембрия; 11 – разрывные нарушения: а – тектонические покровы, б – прочие. (б) Схема геологического строения Кольдененского массива и его обрамления. Составлена с использованием материалов М.А. Оренбургского. 1–3 – средний кембрий – средний ордовик. Кольдененская толща: 1 – песчано-алевролитовая пачка, 2 – кремнистая пачка, 3 – терригенно-карбонатная пачка; 4 – средний кембрий, амгинский ярус; туфы и лавы среднего и основного состава с линзами известняков; 5 – нижний кембрий; эффузивы и туфы основного, среднего и кислого состава; 6, 7 – ранний–средний кембрий. Кан-Чингизский комплекс: 6 – плагиограниты и граниты, 7 – гранодиориты; 8 – разрывные нарушения; 9 – местонахождения остатков: а – трилобитов, б – конодонтов, в – беззачемковых брахиопод, г – граптолитов; 10 – место отбора пробы для геохронологических исследований и её номер.

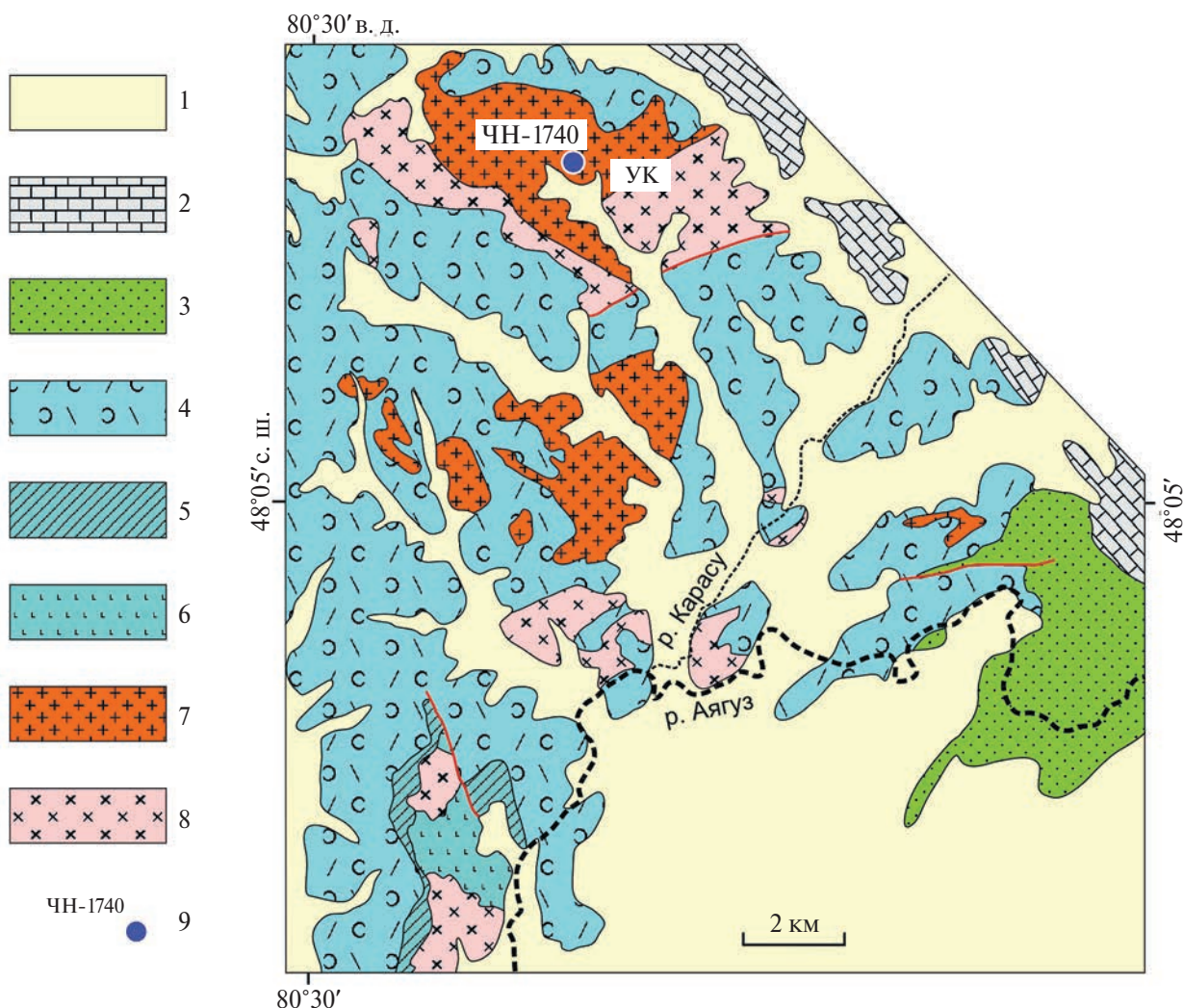


Рис. 3. Схема геологического строения Усть-Карасуйского массива и его обрамления. Составлена с использованием материалов Н.А. Клепикова. 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонские и нижнекаменноугольные известняки; 3 – нижний силур. Доненжальская свита: песчаники, алевролиты, известняки, эффузивы основного и кислого состава; 4–6 – нижний кембрий. Аягузская серия: 4 – риолиты, риодациты, дациты, их туфы и туфопечаники, 5 – кремни серые, 6 – базальты и трахибазальты; 7, 8 – ранний–средний кембрий; кан-чингизский комплекс: 7 – плагиограниты, 8 – гранодиориты, диориты и габбро-диориты; 9 – место отбора пробы для геохронологических исследований и её номер. УК – Усть-Карасуйский массив.

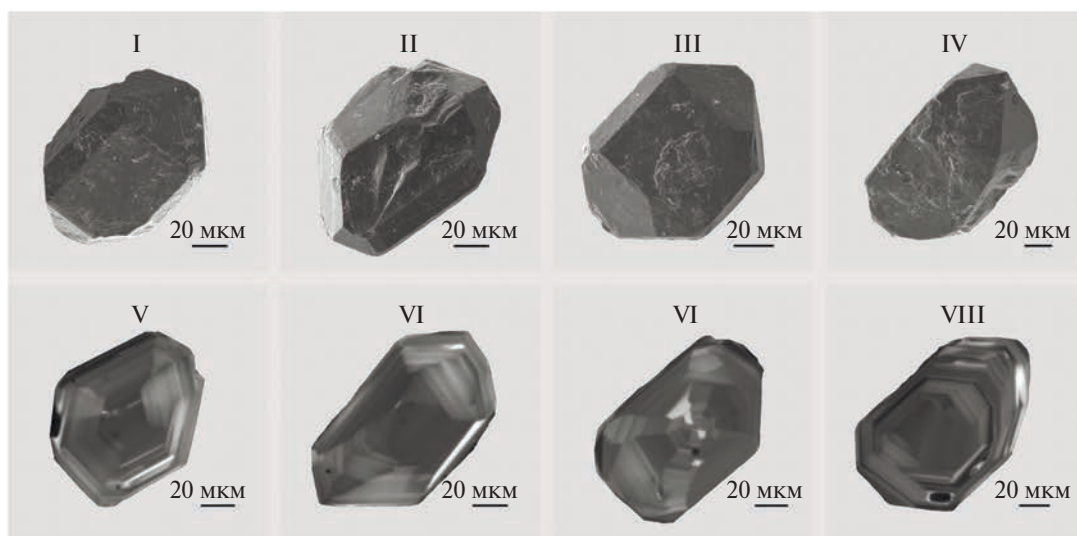
вулканогенно-осадочных толщ, а также изучение особенностей состава гранитоидов, свидетельствующих об обстановке их формирования.

Наиболее крупный Кан-Чингизский массив, расположен в осевой части одноименного хребта на северо-западе Чингиз-Тарбагатайского района, имеет линзовидные очертания и протягивается в северо-западном направлении почти на 10 км при ширине около 3 км. Большая часть массива сложена кварцевыми диоритами и гранодиоритами, небольшие площади в его юго-восточной и северо-западной частях

занимают плагиограниты, реже граниты. Гранитоиды прорывают рассланцованные вулканиты основного и средне-основного состава, условно относимые к среднему кембрию, с северо-востока и юго-запада массив ограничен разрывными нарушениями.

Кольдененский массив находится в 60 км юго-восточнее Кан-Чингизского массива в центральной части хребта Чингизтау и протягивается в северо-западном направлении на 10 км при ширине до 1.5 км. Массив имеет силлообразную форму и смят в складки вместе с вмещающими и

(a)



(б)

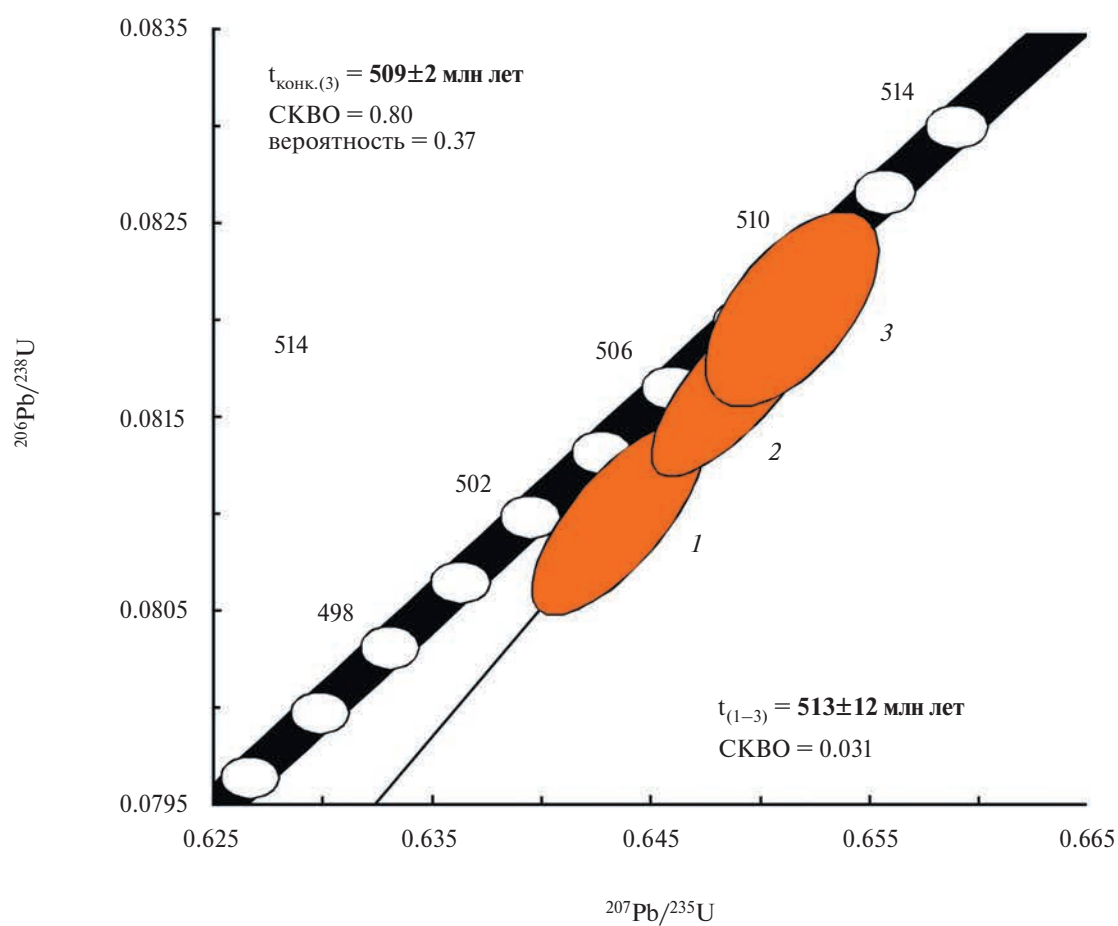


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3, в режимах вторичных электронов (I–IV) и катодолуминесценции (V–VIII) (a) и диаграмма с конкордией (б) для гранитов Кольдененского массива (проба TS-10132). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1

Таблица 1. Результаты U—Pb-изотопных исследований циркона из гранитов Кольдененского массива (проба TS-10132)

Номер п/п	Характеристика циркона и условия обработки	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
проба TS-10132											
1	>0.075 мкм, 22 з., ВО, кисл. обр. = 2	11.33	705	0.0576±1	0.1530±1	0.6435±13	0.0810±1	0.74	504±1	502±1	516±3
2	>0.075 мкм, 21 з., ВО, кисл. обр. = 4	11.10	669	0.0576±1	0.1529±1	0.6490±13	0.0817±1	0.78	508±1	506±1	515±3
3	>0.075 мкм, 23 з., ВО, кисл. обр. = 4	10.81	392	0.0576±1	0.1515±1	0.6515±20	0.0820±1	0.59	509±2	508±1	514±5

Примечания: ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * — навеска циркона не определялась; ВО — высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 2 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

перекрывающими стратифицированными комплексами. В строении этого массива участвуют только плагиограниты и граниты, а гранодиоритами сложены небольшие самостоятельные тела. Граниты прорывают вулканы основного, среднего и кислого состава, лишённые органических остатков, вулканогенно-осадочные толщи с трилобитами верхов амгинского яруса слагают небольшие блоки к северо-востоку от массива (рис. 2 б). Граниты Кольдененского массива с несогласием перекрываются мощной карбонатно-кремнисто-терригенной кольдененской толщей, возраст которой охватывает интервал от верхов майского яруса среднего кембрия до начала среднего ордовика (рис. 2).

Усть-Карасуйский массив расположен на юго-востоке Чингиз-Тарбагатайского района в окрестностях гор. Аягуз вблизи впадения р. Карасу в р. Аягуз. Массив имеет овальные очертания, протягивается в субширотном направлении на 9 км при ширине 4 км. В центре массива преобладают плагиограниты, в то время как его краевые части в основном сложены гранодиоритами. К югу и юго-западу от массива среди вмещающих пород присутствуют небольшие тела диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов (рис. 3). Усть-Карасуйский массив прорывает вулканогенные породы аягузской серии, лишённые органических остатков и условно относящиеся к нижнему—среднему кембрию [11]. Нижняя часть разреза серии сложена подушечными базальтами и трахибазальтами, которые венчаются пачкой серых кремней, а верхи образованы пёстрой фациально изменчивой толщей, в строении которой участвуют риолиты, риодациты, дациты, их туфы, туфопесчаники, реже отмечаются вулканы и туфы среднего и средне-основного состава (рис. 3).

Массивы кан-чингизского комплекса сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, в меньшей степени гранитами. Кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты имеют гипидиоморфную структуру. Кварцевые диориты сложены плагиоклазом (70%) и амфиболом (20%) с небольшим количеством кварца (5–10%), а гранодиориты — плагиоклазом (50–65%) кварцем (15–30%), амфиболом+биотитом (3–10%) и калиевым полевым шпатом (5–15%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, эпидотом и рудным минералом. Плагиограниты состоят из кварца (30–35%) и плагиоклаза (65–70%), калиевый полевой шпат и темноцветный минерал, замещённый хлоритом и эпидотом,

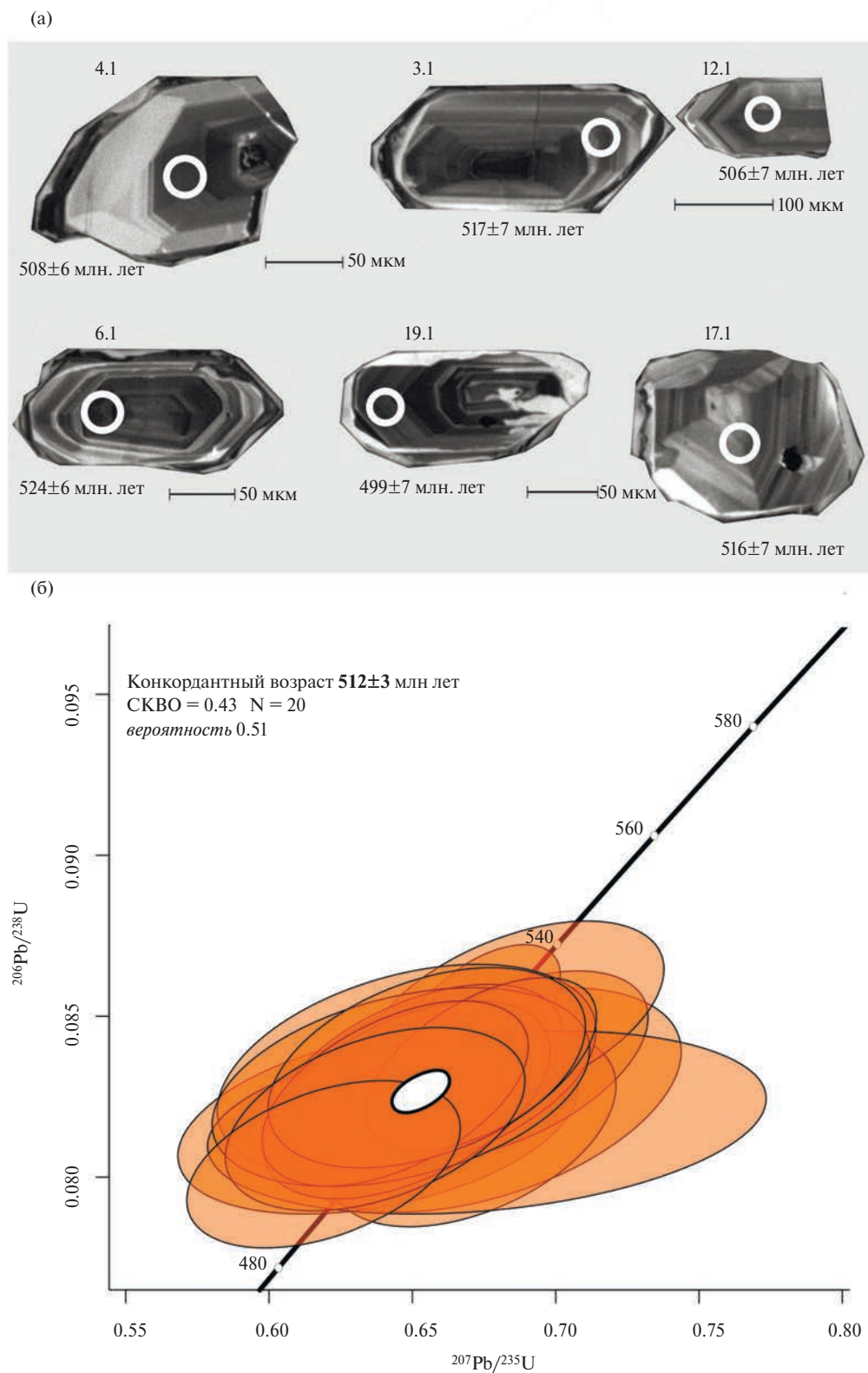


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Samscan MX 2500S в режиме катодолуминесценции (кружками обозначены участки датирования) (а) и диаграмма с конкордией (б) для плагиигранитов Усть-Карасуйского массива (проба ЧН-1740). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

Таблица 2. Результаты геохронологических исследований SIMS (SHRIMP II) U–Th–Pb циркона из плагиогранитов Усть-Карасуйского массива (проба ЧН-1740)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ %	Содержание, г/г			Изотопные отношения				Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		
19.1	0.44	23.0	331	150	0.47	0.056±2.8	0.619±3.1	0.080±1.3	0.43	499±7
5.1	0.00	9.4	134	34	0.26	0.060±2.7	0.671±3.0	0.082±1.5	0.48	505±7
1.1	0.29	10.2	144	44	0.31	0.057±4.1	0.638±4.4	0.082±1.4	0.33	506±7
12.1	0.38	15.0	213	63	0.31	0.060±5.6	0.676±5.8	0.082±1.4	0.25	506±7
18.1	0.18	11.0	157	38	0.25	0.056±3.0	0.637±3.3	0.082±1.4	0.43	507±7
4.1	0.07	19.3	274	106	0.40	0.057±2.0	0.642±2.4	0.082±1.3	0.55	508±6
10.1	0.12	25.6	361	188	0.54	0.057±1.9	0.646±2.3	0.082±1.3	0.57	510±6
13.1	0.15	12.8	180	53	0.31	0.057±2.7	0.648±3.1	0.082±1.5	0.48	510±7
8.1	0.09	22.0	310	110	0.37	0.057±2.0	0.646±2.4	0.083±1.3	0.55	511±6
2.1	0.00	5.0	70	13	0.20	0.059±3.7	0.675±4.1	0.082±1.7	0.41	511±8
16.1	0.14	14.6	205	77	0.39	0.057±2.5	0.644±2.9	0.083±1.4	0.48	512±7
0.1	0.11	15.0	210	73	0.36	0.057±2.4	0.645±2.8	0.083±1.4	0.49	513±7
14.1	0.26	7.5	106	39	0.38	0.057±3.8	0.646±4.1	0.083±1.5	0.37	513±8
11.1	0.10	11.4	159	72	0.46	0.057±2.7	0.652±3.1	0.083±1.4	0.46	515±7
17.1	0.12	8.4	118	26	0.23	0.057±3.1	0.655±3.4	0.083±1.5	0.44	516±7
9.1	0.23	6.7	93	25	0.28	0.057±3.8	0.648±4.1	0.083±1.6	0.38	516±8
3.1	0.12	14.1	197	73	0.38	0.059±2.5	0.683±2.9	0.084±1.4	0.48	517±7
15.1	0.00	17.0	237	68	0.30	0.059±2.0	0.674±2.4	0.084±1.3	0.56	517±7
6.1	0.06	34.6	475	213	0.46	0.057±1.5	0.670±1.9	0.085±1.2	0.64	524±6
7.1	0.10	11.1	152	61	0.42	0.059±2.7	0.685±3.1	0.085±1.4	0.47	526±7

Примечание. $^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ — обыкновенный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ — радиогенный Pb; Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 2 соответствуют номерам зёрен на рис. 5 а.

составляют 1–2%. Акцессорные минералы — эпидот, сфен и рудный минерал. Граниты имеют гипидиоморфную структуру с участками графических сростаний кварца и калиевого полевого шпата. Породы сложены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом примерно в равных пропорциях, темноцветный минерал представлен биотитом (1–2%), акцессорные минералы — сфен, эпидот, ортит и рудный минерал.

Нами были проведены U–Pb-геохронологические исследования зёрен акцессорного циркона гранитов Кольдененского (проба TS-10132: 48°47′26.3″ с. ш.; 79°08′40.2″ в. д.) и плагиогранитов Усть-Карасуйского (проба ЧН-1740: 48°09′46.2″ с. ш.; 80°33′26.7″ в. д.) массивов. Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Геохронологические исследования классическим U–Pb-методом (ID-TIMS)

выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН в соответствии с методикой, изложенной в [12], а локальным методом (SIMS) — в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике, описанной в [13, 14].

В гранитах Кольдененского массива из пробы TS-10132 циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими кристаллами, облик которых определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {221} (рис. 4 а, I–IV). Зёрна прозрачные и полупрозрачные, бесцветные или светло-жёлтые. Циркон характеризуется тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью, а также наличием большого количества минеральных включений (рис. 4 а, V–VIII).

Для изотопных исследований выбраны три микронавески наиболее “чистых” и прозрачных

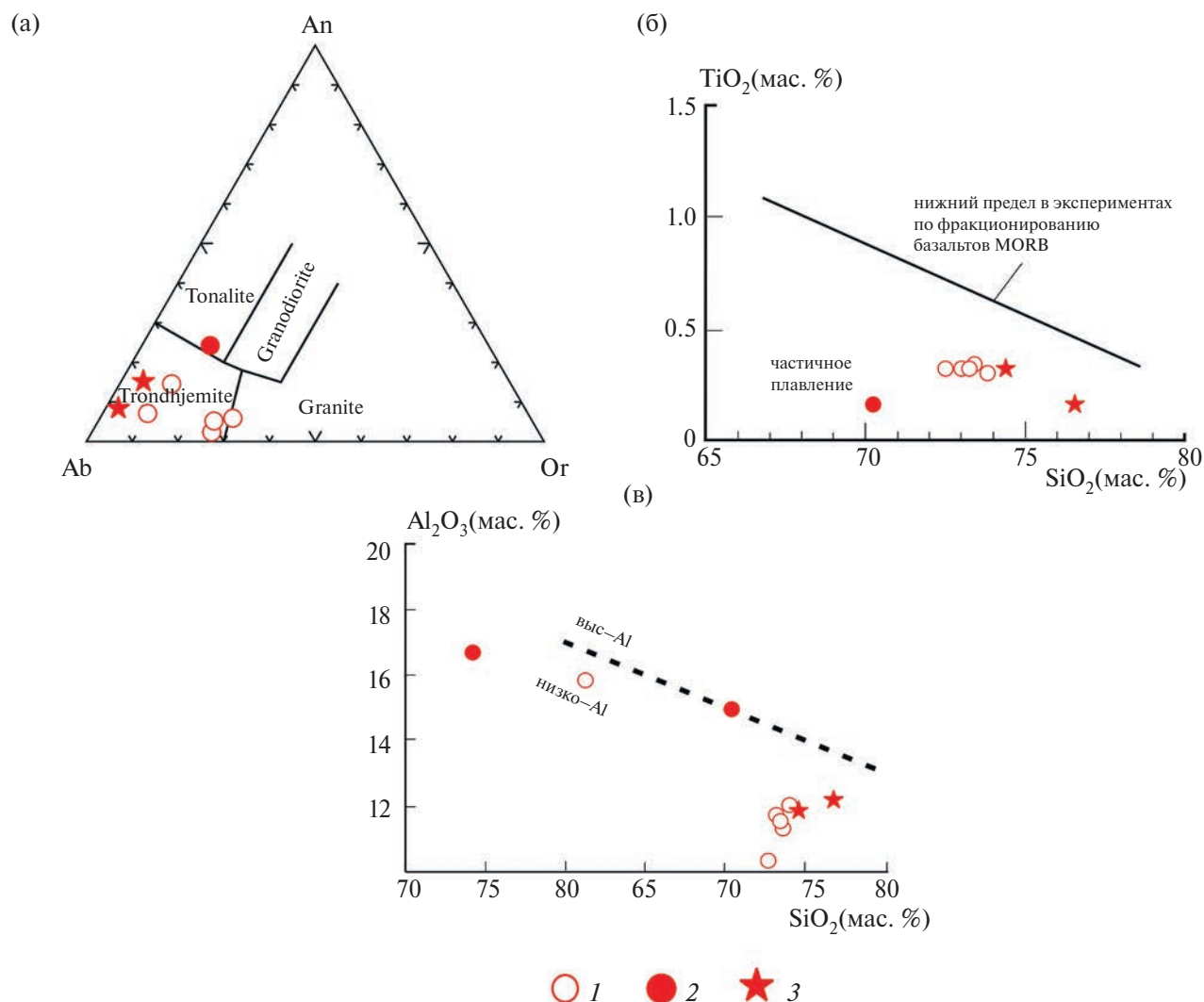


Рис. 6. Диаграммы Ab—An—Or (а), Al_2O_3 — SiO_2 (б), TiO_2 — SiO_2 (в) [17] для кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов Кольдененского, Кан-Чингизского и Усть-Карасуйского массивов. 1–3 – кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты массивов: 1 – Кольдененского, 2 – Кан-Чингизского; 3 – Усть-Карасуйского.

кристаллов циркона из размерной фракции >75 мкм, которые были подвергнуты процедуре “химической абразии” – кислотной обработке с предварительным высокотемпературным отжигом (табл. 1). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 513 ± 12 млн лет ($\text{СКВО} = 0.031$, нижнее пересечение практически отвечает нулю). Точка изотопного состава циркона микронавески № 3 располагается на конкордии, а величина его конкордантного возраста составляет 509 ± 2 млн лет ($\text{СКВО} = 0.80$, вероятность 0.37) (рис. 4 б). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом

происхождении, следовательно, полученное значение конкордантного возраста 509 ± 2 млн лет можно рассматривать в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации гранитов Кольдененского массива.

В плагиогранитах Усть-Карасуйского массива из пробы ЧН-1740 акцессорный циркон представлен прозрачными, светло-жёлтыми идиоморфными и субидiomорфными кристаллами призматического и таблитчатого габитуса, а также их обломками, размером 100–200 мкм. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью, а также наличием минеральных включений (рис. 5 а). U—Pb-геохронологические исследования были

Таблица 3. Петрогенные (мас. %) и редкие (г/т) элементы в кварцевых диоритах, гранодиоритах, плагиогранитах и гранитах кан-чингизского комплекса

Образец	ch37-1	ch37-2	ch38	ch39	ch40	ch49	ch105	ch105-1	ЧН-1739	ЧН-1740
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	73.00	73.82	72.50	73.41	73.25	61.16	70.23	54.17	76.56	74.39
TiO ₂	0.32	0.30	0.32	0.34	0.32	1.04	0.16	0.74	0.16	0.32
Al ₂ O ₃	12.59	12.86	11.34	12.22	12.42	16.27	15.48	17.03	13.00	12.71
Fe ₂ O ₃	2.19	3.11	5.19	2.34	2.19	2.19	2.34	4.35	1.06	1.16
FeO	0.54	0.22	0.57	1.08	1.00	3.40	0.59	4.31	0.65	1.80
MnO	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.13	0.08	0.08	0.03	0.08
MgO	0.36	0.12	0.38	0.36	0.39	2.50	0.89	0.40	0.48	0.82
CaO	2.02	1.01	1.04	0.75	0.82	3.76	3.15	6.56	1.06	1.75
Na ₂ O	4.95	5.61	4.81	4.91	4.61	4.81	4.21	3.40	5.71	4.86
K ₂ O	1.15	0.99	2.68	2.71	3.13	2.07	1.57	1.74	0.26	0.45
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.03	0.05	0.05	0.25	0.09	0.32	0.04	0.06
п.п.п.	2.20	1.26	1.12	1.36	1.15	0.25	1.10	2.69	0.85	1.34
Сумма	99.37	99.39	100.01	99.57	99.37	97.83	99.89	95.79	99.85	99.73
Sc	5.80	—	—	—	—	18.30	—	—	8.80	14.50
Cr	4	5	6	5	5	12	17	25	10	7
Ni	4	7	7	7	8	7	4	14	7	5
Co	2	5	5	4	4	9	2	30	2	4
V	8	7	5	10	18	45	21	150	12	38
Mo	1	119	124	122	121	0	142	0	0	1
Ga	0.50	—	—	—	—	0.16	—	—	10.90	11.20
Rb	17	16	28	28	33	21	21	29	4	8
Ba	1143	1020	700	710	920	580	920	740	73	100
Sr	94	85	30	61	75	365	640	680	132	183
Nb	10.0	8.6	10.0	9.8	10.0	2.9	4.4	6.2	2.8	4.0
Zr	161	250	220	230	220	53	110	120	46	85
Y	33	37	50	32	25	56	10	18	19	26
Th	9.40	6.20	4.80	4.70	2.40	3.40	1.60	1.00	0.87	1.60
U	1.40	1.80	2.40	1.30	2.00	0.50	4.20	2.20	0.34	0.45
La	13.00	29.00	23.00	28.00	11.00	19.00	21.00	18.00	4.60	5.90
Ce	31.00	64.00	54.00	61.00	29.00	53.00	30.00	42.00	11.70	14.70

Окончание таблицы 3

Pr	4.17	—	—	—	—	6.92	—	—	1.60	2.00
Nd	18.00	30.00	29.00	28.00	17.00	49.89	13.00	21.00	7.90	10.10
Sm	4.40	6.20	6.80	5.80	4.30	8.05	2.40	5.10	2.2	2.8
Eu	0.79	0.96	1.10	0.99	0.83	2.11	0.63	1.60	1.00	1.00
Gd	4.51	—	—	—	—	8.35	—	—	2.90	3.70
Tb	0.76	1.10	1.40	1.10	0.74	1.38	0.27	0.66	0.49	0.64
Dy	4.99	—	—	—	—	8.79	—	—	3.30	4.30
Ho	1.10	—	—	—	—	1.86	—	—	0.71	0.91
Er	3.29	—	—	—	—	5.32	—	—	2.20	2.90
Tm	0.53	—	—	—	—	0.81	—	—	0.32	0.43
Yb	3.59	3.90	5.40	3.60	2.90	5.23	0.93	1.90	2.20	3.00
Lu	0.60	0.69	0.89	0.59	0.54	0.79	0.14	0.28	0.35	0.47
Hf	5.37	—	—	—	—	2.04	—	—	1.4	2.3
Ta	0.78	—	—	—	—	0.2	—	—	0.16	0.28
Pb	2.54	—	—	—	—	4.48	—	—	2.1	2.7

Примечание. Гранитоиды массивов: 1–6 – Кольдененского; 7, 8 – Кан-Чингизского, 9, 10 – Усть-Карасуйского.

выполнены для двадцати кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 512 ± 3 млн лет (рис. 5 б, табл. 2).

Полученные оценки возраста гранитоидов Кольдененского и Усть-Карасуйского массивов в пределах ошибок совпадают и примерно соответствуют границе нижнего и среднего кембрия ОСШ или границы Второго (не именованного) и Миаолинского отделов кембрия МСШ [15, 16]. Следовательно, возраст вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих гранитоиды, является более древним и, скорее всего, не выходит за пределы раннего кембрия.

Изучение особенностей состава гранитоидов кан-чингизского комплекса показало, что они характеризуются содержаниями SiO_2 54.17–76.56 и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 5.14–7.74 мас. %, относятся к породам нормальной щёлочности и на диаграмме Ab–An–Or располагаются в поле тоналитов и трондьемитов (рис. 6 а). По соотношению K_2O и SiO_2 они являются низко- и умеренно-калиевыми породами и имеют натриевый тип щёлочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Наиболее низкокалиевыми являются плагиограниты Усть-Карасуйского массива (0.26; 0.45) (табл. 3). Все гранитоиды являются низкоглинозёмистыми

(<15% Al_2O_3) (рис. 6 б) и по соотношению TiO_2 и SiO_2 соответствуют продуктам частичного плавления метабазитов океанической коры [17] (рис. 6 в).

Для гранитоидов всех массивов характерны низкие и умеренные содержания Nb (2.9–10 г/т), низкие Rb (4–33 г/т), низкие и умеренные Y (10–56 г/т) и от умеренных до высоких суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) (41.7–171.5) (табл. 3). Содержания Zr, Ba и Sr широко варьируют от низких (46; 73; 75 г/т) до высоких (230; 1143; 680 г/т) соответственно.

Плагиограниты Усть-Карасуйского массива имеют сходные нефракционированные распределения РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.41; 1.5$) с отсутствием или небольшой положительной (Eu/Eu* = 0.96; 1.24) Eu-аномалией (рис. 7 а). Плагиограниты и кварцевые диориты Кан-Чингизского массива отличаются фракционированными распределениями РЗЭ с обогащением лёгкими РЗЭ и близким к горизонтальному распределению тяжёлых РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6.8; 16.2$), также с отсутствием Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.9; 1.02) (рис. 7 б). Плагиограниты, гранодиориты и кварцевые диориты Кольдененского массива характеризуются максимальными суммарными содержаниями РЗЭ, фракционированными распределениями

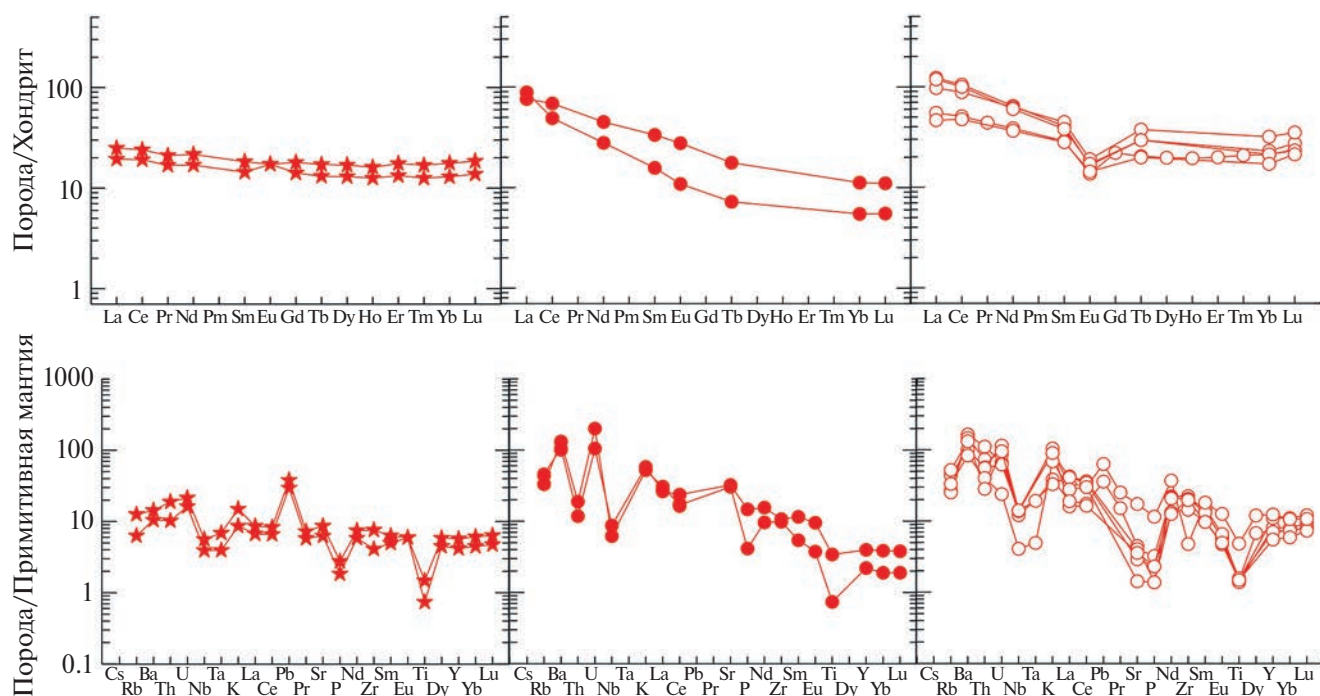


Рис. 7. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а–в) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (г–е), для кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов Кольдененского, Усть-Карасуйского и Кольдененского массивов. Условные обозначения см. рис. 6.

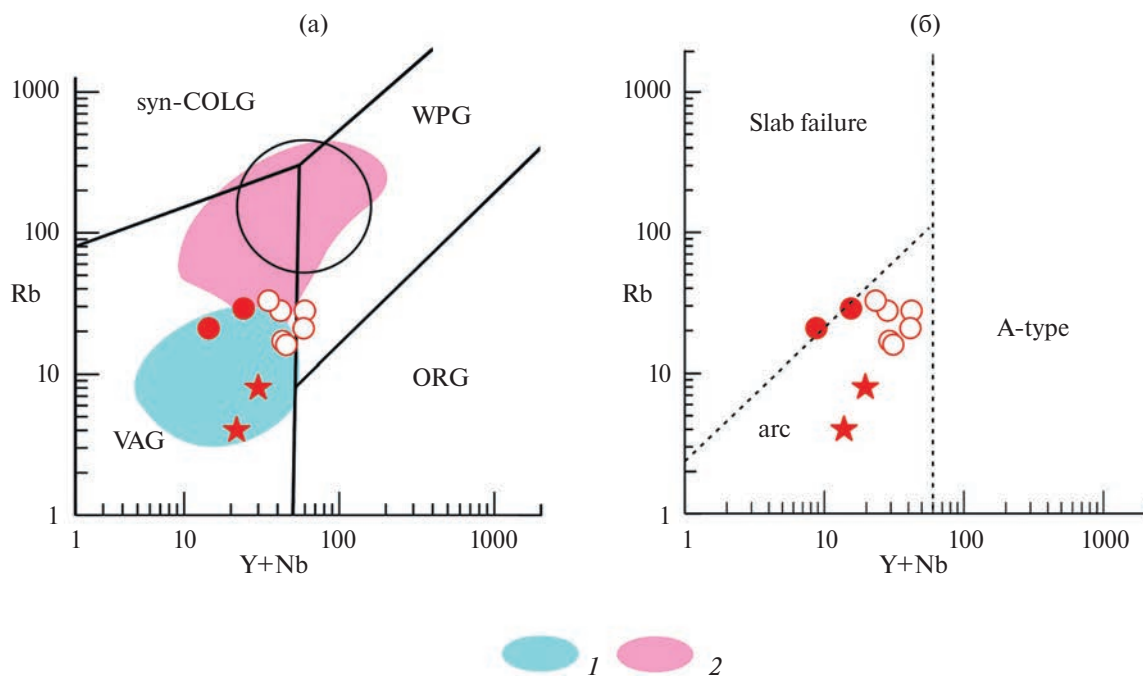


Рис. 8. Диаграммы Rb–Y+Nb [18, 20] 1 – гранитоиды энзиматических дуг; 2 – гранитоиды континентальных дуг и зон коллизии дуга–континент [19]. Остальные обозначения см. рис. 6. Поля на диаграммах, граниты: VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов, WPG – внутриплитные, syn-COLG – синколлизонные, post-COLG – постколлизонные, arc – островодужные, slab failure – внедрение которых связано с этапом отрыва части океанической плиты при аккреции (коллизии) островодужных структур к континентальной окраине и ее утолщению, A-type – А-типа.

РЗЭ с обогащением лёгкими РЗЭ и отличаются от описанных выше отчётливой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.9; 1.02$), свидетельствующей о фракционировании плагиоклаза (рис. 7в).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов Кольдененского и Кан-Чингизского массивов характеризуются обогащением крупноионными литофильными (КИЛ) элементами относительно высокозарядных (рис. 7д, 7е). Спайдерграммы плагиогранитов Усть-Карасуйского массива отличаются отсутствием или минимальным обогащением КИЛ-элементами (рис. 7 г), что свойственно гранитам океанических хребтов [18]. При этом для спайдерграмм гранитоидов всех массивов отмечаются минимумы Nb, Ta, P, Ti, характерные для надсубдукционных магматических образований (рис. 7г – 7е).

На диаграмме Rb-Y+Nb, разделяющей гранитоиды различных геодинамических обстановок, точки составов гранитоидов всех массивов располагаются в поле гранитов вулканических дуг, островодужных гранитоидов и гранитоидов энсиматических островных дуг [18–20] (рис. 8а, 8б).

Энсиматический характер островной дуги подтверждается данными об изотопном составе неодама в гранитоидах кан-чингизского комплекса, для которых характерны положительные величины $\epsilon_{Nd}(t) = +5.8...+6.0$ [4].

Таким образом, для Чингиз-Тарбагатайского района Восточного Казахстана впервые получена оценка возраста древнейших гранитоидов кан-чингизского комплекса, соответствующая границе раннего и среднего кембрия. Эти данные позволяют предполагать, что возраст вмещающих вулканогенно-осадочных толщ ограничен ранним кембрием. Особенности состава гранитоидов кан-чингизского комплекса типичны для пород, формирование которых происходило в пределах энсиматических островных дуг.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Работы выполнены за счёт Российского научного фонда, проект № 22-17-00069 в соответствии с основными направлениями научно-исследовательских работ ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Центрально-Азиатский склад-

чатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

2. Xiao W. J., Huang B. C., Han C. M., Sun S., Li J. L. A review of the western part of the Altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Res. 2010. V. 18. P. 253–273.
3. Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
4. Рязанцев А. В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 5–39.
5. Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Yuan F., Jakupova S. A Cambrian intra-oceanic subduction system in the Bozshakol area, Kazakhstan // Litos. 2015. V. 224–226. P. 61–77.
6. Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с.
7. Дегтярев К. Е., Шатагин К. Н., Ковач В. П., Третьяков А. А. Процессы формирования континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.
8. Ергалиев Г. Х., Пирогова Т. Е., Жемчужников В. Г., Никитина О. И., Иванова Н. И. и др. Атлас опорных геологических разрезов стратотипов фанерозоя Казахстана. Алматы: ТОО «378», 2020. 612 с.
9. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1979. 184 с.
10. Tolmacheva T. J., Degtyarev K. E., Samuelson J., Holmer L. E. Middle Cambrian to Lower Ordovician from the Chingiz Mountain Range, central Kazakhstan // Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology. 2008. V. 32. № 4. P. 443–463.
11. Звонцов В. С., Фрид Н. М. Ранний палеозой Северо-восточного Предчингизья и Западного Тарбагатай // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 23–42.
12. Сальникова Е. Б., Яковлева С. З., Котов А. Б., Толмачева Е. В., Плоткина Ю. В., Козловский А. М., Ярмолюк В. В., Федосеенко А. М. Кристаллогенез циркона щелочных гранитов и особенности его U-Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 482–495.

13. Носова А. А., Возняк А. А., Богданова С. В., Савко К. А., Лебедева Н. М., Травин А. В., Юдин Д. С., Пейдж Л., Ларионов А. Н., Постников А. В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
14. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. 2004. V. 30. P. 69–74.
15. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
16. Cohen K. M., Finney S. C., Gibbard P. L., Fan J. X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013 (updated 02. 2022). V. 36. № 3. P. 199–204.
16. Koepke J., Berndt J., Feig S. T., Holtz F. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 67–84.
17. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. No. 4. P. 956–983.
18. Forster H.-J., Tischendorf G., Trumbull R. B. An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks // Lithos. 1997. V. 40. P. 261–293.
19. Whalen J. B., Hildebrand R. S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348–349. Art. ID 105179.

THE OLDEST ISLAND-ARC GRANITOIDS OF CHINGIZ-TARBAGATAY REGION (EASTERN KAZAKHSTAN): AGE SUBSTANTIATION AND COMPOSITION AFFINITIES

Academician of the RAS **K. E. Degtyarev^{a, #}**, **M. V. Luchitskaya^a**, **A. A. Tret'yakov^a**,
E. B. Sal'nikova^b, **Yu. V. Plotkina^b**

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Precambrian Geology and of the Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russian Federation*

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

The oldest granitoids of Kan-Chingiz complex in Chingiz-Tarbagatay region of Eastern Kazakhstan, composed of quartz diorites, granodiorites, plagiogranites and granites, are first dated. U-Pb (ID-TIMS and SIMS) geochronological study of granites and plagiogranites is carried out and age estimates 509±2 and 512±3 Ma, approximately corresponding to the boundary of Early and Middle Cambrian, are obtained. These data allow to consider the age of volcanic-sedimentary sequences, host for granitoids, as Early Cambrian. Composition affinities of granitoids of Kan-chingiz complex indicate their formation within ensimatic island arc.

Keywords: granitoids, zircon, Early-Middle Cambrian, Chingiz-Tarbagatay region, Eastern Kazakhstan