

УДК 550.93:552.4 (551.72)

АРКОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА (АЛДАНСКИЙ ШИТ): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ

© 2023 г. В. П. Ковач^{1,*}, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов²,
член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹, Е. В. Адамская¹, В. В. Бортников¹,
А. В. Степанова³, К. Г. Ерофеева², Ю. В. Плоткина¹, А. М. Федосеенко¹, Т. М. Сквитина⁴

Поступило 02.05.2023 г.

После доработки 03.05.2023 г.

Принято к публикации 04.05.2023 г.

В статье представлены результаты U–Pb (ID-TIMS)- и U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований бадделита из даек долеритов сулуматского комплекса и детритового циркона из красноцветных аркозовых песчаников кебектинской серии Угуйского грабена Алданского щита. Установлено, что кебектинская серия имеет возраст в интервале 2.01–1.87 млрд лет. Источниками сноса пород кебектинской серии являлись архейские (2.92–2.52 млрд лет) магматические и метаморфические комплексы Чаро-Олёкминского геоблока и зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком Алданского щита, а также неуставленные на современном эрозионном срезе палеопротерозойские (около 2.01 млрд лет) комплексы. Полученные геохронологические данные не противоречат корреляции терригенных пород кебектинской серии Угуйского грабена и кеменской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Накопление аркозовых песчаников кебектинской серии по возрасту коррелируется с оледенениями в Австралии и Швеции (около 1.9–1.8 млрд лет), связанными с формированием суперконтинента Колумбия/Нуна. Также нельзя исключать, что накопление пород Угуйского грабена было связано с поступлением ледникового материала во внутриконтинентальный бассейн растяжения с южного и/или западного (в современных координатах) обрамления Чаро-Олёкминского геоблока на стадии коллапса палеопротерозойского оротена.

Ключевые слова: терригенные породы, детритовый циркон, геохронология, кебектинская серия, Угуйский грабен, Алданский щит

DOI: 10.31857/S2686739723600868, **EDN:** IMMFOY

В западной части Алданского щита широко распространены карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса, которые рассматриваются как гипостратотип нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока, и вмещают крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников [1, 2]. Они слагают обширный Кодаро-Удоканский прогиб, а также ряд более мелких грабенов (Угуйский, Олдонгинский, Нижнеха-

нинский и др.) и эрозионных останцов среди архейских гнейсов и гранитоидов (рис. 1). В легенде Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 [3] осадочные породы кебектинской серии Угуйского грабена отнесены к позднекарельскому улканскому горизонту и сопоставляются с кеменской серией удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба. В то же время уникальная для палеопротерозоя сохранность пород кебектинской серии, практически не претерпевших метаморфизм, петрохимические характеристики, а также особенности геологического строения, рассматриваются многими исследователями как основание для их отнесения к мезо- или неопротерозою [4, 5].

К настоящему времени получены геохронологические данные о возрасте терригенных пород Кодаро-Удоканского прогиба [6–8], тогда как геохронологические данные, позволяющие судить о возрасте терригенных пород кебектинской серии и их источниках, в настоящее время отсут-

¹Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук, Москва, Россия

³Институт геологии Карельского Научного Центра
Российской академии наук, Петрозаводск, Россия

⁴Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: v.p.kovach@gmail.com

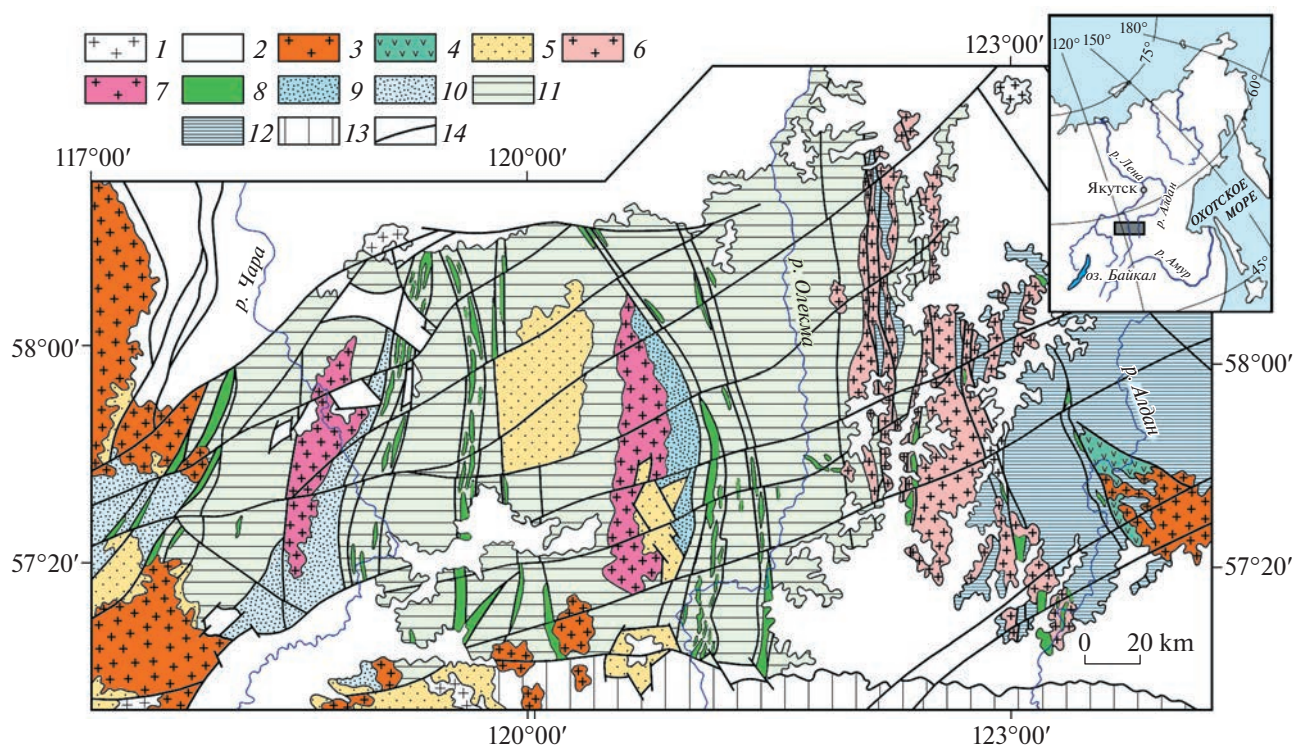


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Алданского щита (по [11] с дополнениями). 1 – фанерозойские гранитоиды; 2 – кайнозойские отложения, платформенные отложения палеозоя, мезозоя, нео- и мезопротерозоя; 3 – палеопротерозойские гранитоиды кодарского ($1876 \pm 4 - 1859 \pm 2$ млн лет; [19]), ничатского (1908 ± 5 млн лет; [20]) и каменковского (2062 ± 5 млн лет; [3]) комплексов; 4 – унгринский габбро-диорит-тоналитовый комплекс (2016 $\pm$ 5 млн лет; [11]); 5 – палеопротерозойские толщи удоканского комплекса; 6 – палеопротерозойские-неоархейские гранитоиды нелюкинского комплекса ($2398 \pm 4 - 2522 \pm 2$ млн лет; [11]); 7 – неоархейские гранитоиды чародоканского комплекса ($2572 \pm 28, 2587 \pm 6, 2608 \pm 15$ млн лет [3, 11]); 8 – раннедокембрийские слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы субганского комплекса; 9 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы оломокинского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы оломокинской толщи; 10 – глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы чарской толщи алданского гранулитогнейсового мегакомплекса; 11 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олёкминского комплекса; 12 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы западно-алданского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы чугинской, амедичинской и курумканской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса; 13 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 14 – разрывные нарушения.

ствуют. Этот пробел призваны восполнить приведенные в статье первые результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из красноцветных аркозовых песчаников кебектинской серии Угуйского грабена, а также U–Pb (ID-TIMS)-исследований бадделеита из даек долеритов сулуматского комплекса в южной части грабена.

Угуйский грабен расположен в северо-восточной части Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита (рис. 1). Его площадь составляет около 2100 км². С запада и востока он ограничен Токкинским и Чаруодинским субмеридиональными разломами, а с юга – Кондинским взбросо-надвигом [3]. Выполняющие Угуйский грабен породы залегают с резким угловым несогласием на мезоархейских тоналит-трондьемитовых ортогнейсах олёкминского комплекса и неоархейских гранитоидах.

В разрезе отложений Угуйского грабена выделяют (снизу-вверх) салаткинскую, чаруодинскую и кебектинскую серии (рис. 2) [3]. Породы салаткинской и чаруодинской серий обнажаются в узкой полосе шириной 1.5–2 км вдоль восточного и северо-восточного краев Угуйского грабена. Салаткинская серия (до 525 м) сложена доломитами с линзами песчаников, гравелитов, фангломератов и мергелей, красноцветными песчаниками, пачками переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов и гравелитов.

Чаруодинская серия (до 500 м) представлена олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и доломитов, а также пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников, доломитов, мергелей и углистых аргиллитов.

Основная часть грабена (90% площади) заполнена красноцветными терригенными порода-

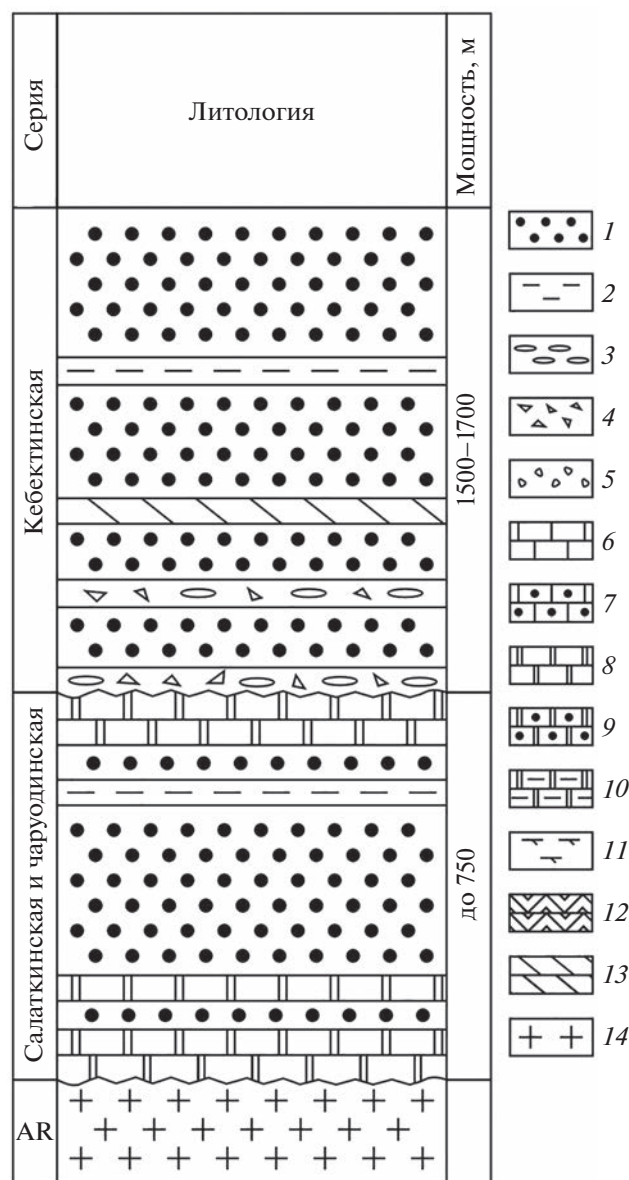


Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка для осадочных пород Угуйского грабена по [3]. 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – конгломераты; 4 – брекчии; 5 – кремни; 6 – известняки; 7 – песчаники с известковым цементом; 8 – доломиты; 9 – песчаник с доломитовым цементом; 10 – мрамора; 11 – слюдяные сланцы; 12 – филлитовые сланцы; 13 – мергель; 14 – архейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы гранитоиды.

ми кебектинской серии (до 1700 м), которые залегают со структурно-стратиграфическим несогласием и корой выветривания в основании на отложениях салаткинской и чароудинской серий, либо на архейском кристаллическом фундаменте. Толщи кебектинской серии полого погружаются к центру грабена, где имеют субгоризонтальные залегания. В строении кебектинской серии выделяют три пачки (рис. 2) [3]. Нижняя пачка сложена валунно-галечными конгломератами, брекчиями и диамиктитами (до 500 м) [3, 5]. Средняя (до 500 м) и верхняя (до 700 м) пачки сложены красноцветными песчаниками с прослоями сероцвет-

ных песчаников, в том числе медистых, с линзами конгломератов, мергелей, алевролитов, гравелистов, аргиллитов, дресвяников и конгломератовидных песчаников.

Среди песчаников кебектинской серии преобладают красноцветные мелко- и среднезернистые хорошо сортированные разности с тонкой полосчатой, местами линзовидно-полосчатой, текстурой, которая обусловлена чередованием разнотекстурированных прослоев с разным количеством и составом кластогенного материала и карбонатного вещества в цементе. Песчаники содержат редкие

Таблица 1. Результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований бадделеита из лейкодолерита сулуматского комплекса (проба У-172)

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика	U/Pb*	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^b$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^b$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–60, 10 з., св.-кор.	3.21	0.08	341	0.1127 ± 2	0.0184 ± 2	4.5771 ± 201	0.2944 ± 10	0.87	1745 ± 8	1664 ± 6	1844 ± 4
2	50–60, 12 з., темно-кор.	3.28	0.003	1828	0.1135 ± 1	0.0265 ± 1	4.8603 ± 102	0.3105 ± 6	0.92	1795 ± 4	1743 ± 3	1857 ± 2
3	40–50, 13 з., темно-кор.	2.27	0.002	1627	0.1141 ± 1	0.3120 ± 1	5.1034 ± 103	0.3243 ± 6	0.92	1837 ± 4	1811 ± 3	1866 ± 1
4	40–50, 22 з., св.-кор.	2.69	0.001	5103	0.1141 ± 1	0.2114 ± 1	5.1177 ± 101	0.3252 ± 7	0.95	1839 ± 4	1815 ± 3	1866 ± 1

* – навеска бадделеита не определялась; Pbc – обычный свинец; Pbt – общий свинец; ^a – измеренные изотопные отношения; ^b – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

слабо окатанные обломки гранитоидов, микропегматитов и гранулированного кварца размером до 5 мм и сложены кварцем с разной степенью окатанности (30–60%), угловатыми зернами полевых шпатов (плагиоклаз – до 40%, микроклин – 20%), мелкими (менее 0.1 мм) чешуйками мусковита (<1%) и гидрослюдистыми минералами (10–15%). Акцессорные минералы представлены цирконом, гранатом, турмалином, апатитом, монацитом, рутилом, ильменитом, гематитом, магнетитом и титаномагнетитом. По химическому составу песчаники также очень близки, имеют низкие химические индексы изменения и выветривания (CIA = 44.5–52.7, CIW = 51.8–60.6) и соответствуют аркозам и лититам. Необходимо отметить однородность красноцветных песчаников по текстурно-структурным особенностям и химическому составу на всей площади Угуйского грабена. Метаморфизм пород Угуйского грабена не превышает начальных ступеней зеленосланцевой фации.

Породы кебектинской серии и окружающие их архейские гнейсы и гранитоиды прорваны субширотным дайковым роем долеритов сулуматского комплекса [3]. Мощность отдельных даек достигает 100 м.

Для геохронологических исследований был выделен бадделеит из лейкодолерита сулуматского комплекса (проба У-172), а также детритовый циркон из красноцветных песчаников кебектинской серии (проба ПТ-1), отобранной из коренных выходов в районе слияния ручьев Тёмный и Малый Усу.

U–Pb-геохронологические исследования бадделеита (ID-TIMS) проведены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Для геохронологических

исследований использованы наиболее прозрачные, однородные кристаллы бадделеита, подвергнутые многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне, 1 М HNO₃ и 1 М HCl. При этом после каждой ступени зерна промывались особо чистой водой. Химическое разложение бадделеита выполнялось в тefлоновых капсулах, помещенных в резервуар для разложения системы *Paag*, ^{202}Pb – ^{235}U -изотопный индикатор добавлялся непосредственно перед разложением. Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре TRITON TI при помощи счетчика ионов. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 1–5 пг Pb и 1 пг U. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования детритового циркона выполнены в ИГГД РАН на ICP масс-спектрометре ELEMENT XR, оснащенном системой лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo. Диаметр “пучка” лазера составлял 25 мкм, длительность измерения 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась с использованием стандарта циркона GJ-1. Для контроля качества данных использовались стандарты циркона 91 500 и Plešovice. Для них в ходе исследований были получены средневзвешенное значение возраста 1059 ± 13 млн лет (2σ, СКВО = 0.26, вероятность = 0.992, $n = 13$) по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и 1064 ± 14 млн лет (2σ, СКВО = 0.063, вероятность = 1.000, $n = 13$) по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для циркона 91500, а также средневзвешенное значение возраста 338 ± 4 млн лет (2σ, СКВО = 0.004, вероятность = 1.000, $n = 13$) по

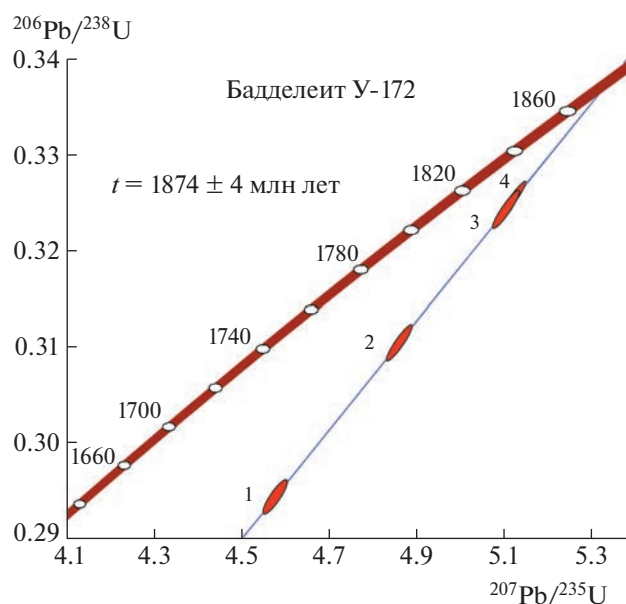


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для бадделеита из дайки лейкодолерита сулуматского комплекса.

отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для стандартного циркона Plešovice. Полученные данные находятся в хорошем соответствии с данными, полученными U–Pb (CA ID-TIMS)-методом [9]. U–Th–Pb-изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [10]. При построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов и расчете максимумов возрастов принимались во внимание только конкордантные оценки возраста.

Из среднезернистого лейкодолерита было выделено более 200 зерен бадделеита размером 40–100 мкм. Бадделеит образует прозрачные и полупрозрачные, как правило, идиоморфные псевдопризматические и пластинчатые кристаллы, цвет которых изменяется от светло- до темно-коричневого. Для U–Pb-геохронологических исследований использованы четыре микронавески (10–22 кристаллов) наиболее “чистого” бадделеита. Как видно из табл. 1 и рис. 3, точки изотопного состава бадделеита аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1872 ± 4 млн лет ($\text{СКВО} = 0.061$, нижнее пересечение соответствует возрасту 372 ± 79 млн лет). Оценка возраста бадделеита 1874 ± 4 млн лет следует рассматривать как возраст кристаллизации даек сулуматского комплекса.

Для U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований случайным образом было отобрано 155 зерен циркона из размерной фракции >100 мкм. Из них проанализированы 108 зерен и получено 58 конкордантных оценок возраста. Результаты геохронологических исследований представлены в приложении к статье (ESM_1).

Полученные конкордантные оценки возраста находятся преимущественно в интервалах 1986–2057, 2491–2559 и 2904–2934 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.01 ($n = 8$), 2.52 ($n = 34$) и 2.92 ($n = 3$) млрд лет (рис. 4). Единичные зерна циркона имеют конкордантные возрасты в интервалах 2107–2138 и 2602–2825 млн лет, которые не дают статистически значимых максимумов на кривой относительной вероятности возрастов. Кроме того, для одного зерна циркона получен возраст 1939 ± 17 млн лет и для одного — 3049 ± 16 млн лет.

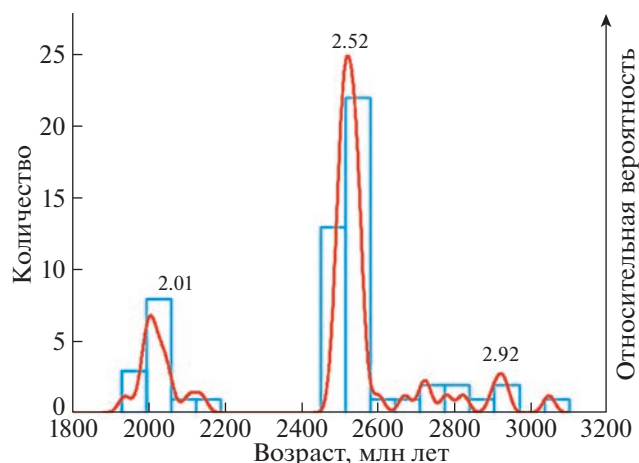


Рис. 4. Гистограмма и диаграмма относительной вероятности возрастов для детритового циркона из песчаников кебектинской серии Угуйского грабена.

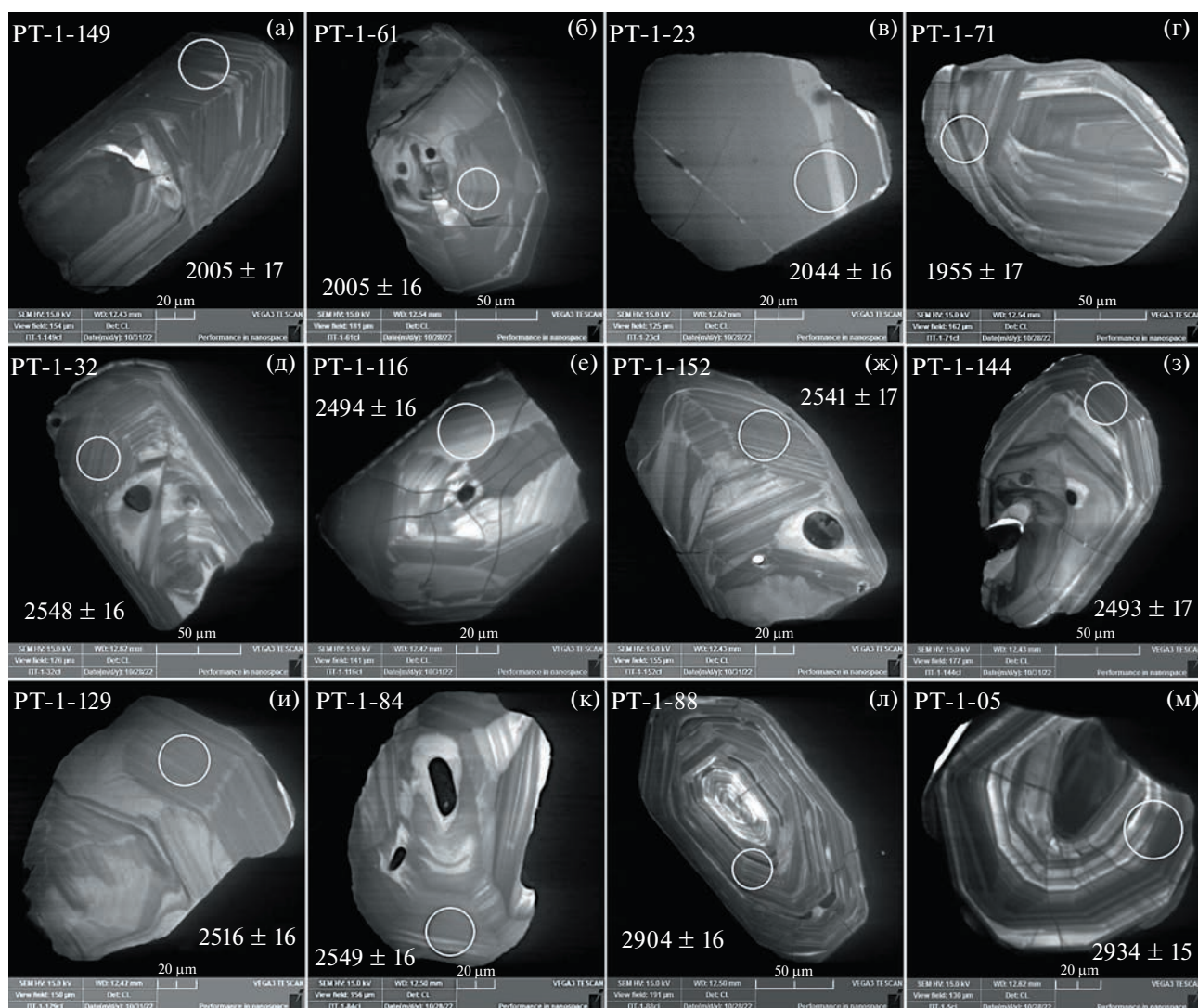


Рис. 5. Микрофотографии зерен циркона из пробы ПТ-1 песчаника кебектинской серии Угуйского грабена, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме катодолюминесценции. Белым кругом показано место анализа. Диаметр круга равен 25 мкм. PT-1-149 и т.п. — номер пробы и зерна. 2005 ± 17 и т.п. — конкордантный возраст, млн лет.

Циркон с возрастом около 2.01 млрд лет представлен как слабо, так и хорошо окатанными зернами или их обломками с, как правило, хорошо выраженной осцилляторной зональностью (рис. 5 а–г). В кристаллах циркона установлены первичные расплавные и флюидные включения. Морфологические особенности циркона этой возрастной группы свидетельствуют о его магматическом происхождении, а степень сохранности огранки — о проксимальных и дистальных источниках сноса.

Среди зерен циркона с возрастом около 2.52 млрд лет преобладают слабо окатанные субидiomорфные кристаллы и их обломки (рис. 5 д–з), реже встречаются зерна средней и высокой степени окатанности (рис. 5 и, к), что предполагает близлежащие и удаленные источники кластиче-

ского материала. Все исследованные зерна циркона характеризуются хорошо выраженной магматической зональностью, присутствием первичных расплавных и флюидных включений. Также хорошей сохранностью и всеми признаками магматического происхождения обладает циркон с возрастом около 2.92 млрд лет (рис. 5 л, м).

Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что максимальный возраст накопления терригенных пород кебектинской серии Угуйского грабена равен приблизительно 2.01 млрд лет. Принимая во внимание, что дайки сулуатского комплекса с возрастом 1874 ± 4 млн лет (рис. 3) секут как архейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олёкминского комплекса, так и песчаники кебектинской серии [3], возраст последних находится в интервале 2.01–1.87 млрд лет.

Геохронологические данные для детритового циркона свидетельствуют о том, что источниками сноса песчаников кебектинской серии являлись преимущественно магматические породы мезоархейского (~2.92 млрд лет), неоархейского (~2.52 млрд лет), а также палеопротерозойского (~2.01 млрд лет) возраста. Морфологические характеристики циркона всех возрастных групп детритового циркона позволяют предполагать преобладание проксимальных источников, хотя приблизительно четвертую часть изученной выборки составляют хорошо окатанные зерна. При этом в пределах погрешности метода различия в возрасте неокатанных и окатанных зерен циркона не устанавливаются.

Источниками циркона с возрастом около 2.92 млрд лет могли являться тоналит-трондьмитовые ортогнейсы и гранитоиды Чаро-Олёкминского геоблока. Примечательно, что получены только три конкордантные оценки возраста в интервале 2904–2934 млн лет и одна конкордантная оценка возраста 3049 ± 16 млн лет, близкая к оценкам возраста около 3 млрд лет, который характерен для наиболее распространенных на современном эрозионном срезе тоналит-трондьмитовых ортогнейсов и гранитоидов олёкминского комплекса [11], что, возможно, связано с малым количеством изученных образцов.

Гранитоиды нелюкинского комплекса с возрастом 2522 ± 2 – 2398 ± 4 млрд лет установлены в зоне сочленения Чаро-Олёкминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока Алданского щита [11]. В то же время обращает на себя внимание редкость оценок возраста в интервале 2.60–2.78 млрд лет (рис. 4), типичных для гранитов А-типа чародоканского и ханинского комплексов, которые широко развиты в обрамлении Угуйского грабена и, возможно, подстилают слагающие его осадочные породы [3, 11].

Магматические породы с возрастом около 2.01 млрд лет в Чаро-Олёкминском геоблоке Алданского щита в настоящее время не установлены. Источниками детритового циркона такого возраста в песчаниках Угуйского грабена могли являться кислые метавулканиты зеленокаменных поясов зоны сочленения Чаро-Олёкминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока (2051 ± 28 – 2055 ± 18 млн лет; [12]), метавулканиты федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет; [13]), габбро-диорит-тоналитовые интрузии унгринского комплекса (2016 ± 5 млн лет; [11]), тоналит-трондьмитовые ортогнейсы (2011 ± 2 млн лет) и синтектонические субщелочные диориты и кварцевые диориты тимптонского комплекса (1993 ± 1 млн лет; [11]), а также гранитоиды каменковского комплекса (2062 ± 5 млн лет; [3]) Западно-Алданского мегаблока (рис. 1). Необходимо отметить относительную удаленность этих комплексов от Угуй-

ского грабена, тогда как среди детритового циркона палеопротерозойского возраста преобладают слабо окатанные субидиорфные зерна (рис. 6), что скорее предполагает проксимальные источники сноса. В пользу проксимальных источников свидетельствуют незрелый характер песчаников, сложенных преимущественно слабо окатанными обломками пород, кварца и полевого шпата, и низкие химические индексы изменения и выветривания.

Детритовый циркон с возрастом 2.02–1.98 млрд лет установлен в песчаниках чинейской и кеменской серий удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба [6, 7]. Для этого циркона характерно преобладание слабо окатанных зерен магматического происхождения, которые характеризуются положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.7 до +6.6 и Hf коровыми модельными возрастными $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 2.4$ – 2.1 млрд лет. Это, а также Nd изотопные данные [14], позволяют предполагать существование в Чаро-Олёкминском геоблоке или его обрамлении палеопротерозойских окраинно-континентальных и/или энсиалических островодужных комплексов. Также в песчаниках чинейской и кеменской серий распространен циркон с возрастом 2.55–2.38 млрд лет, который сопоставим с возрастом детритового циркона из песчаников Угуйского грабена и возрастом гранитоидов нелюкинского комплекса [11]. Полученные геохронологические данные не противоречат корреляции терригенных пород кебектинской серии Угуйского грабена и кеменской серии Кодаро-Удоканского прогиба.

Вопросы обстановок накопления песчаников кебектинской серии Угуйского грабена являются предметом дискуссий. Предполагается, что их накопление происходило в сублитеральной и умеренно глубоководной части шельфа эпикратонного бассейна [15], в континентальных условиях (континентальная или позднеорогенная моласса) [2], в обстановках рифтогенеза [5]. В последней работе предполагается существенная роль ледникового переноса в накоплении кебектинской серии и считается, что это ледниковое событие было связано с глобальным оледенением Рэпитен (717–662 млн лет; [16]). В соответствии с полученными геохронологическими данными оно имело место в интервале 2.01–1.87 млрд лет, по возрасту коррелируется с событиями около 1.9–1.8 млрд лет в Австралии и в Швеции и отвечает А-типу оледенений [17], связанных с формированием суперконтинента Колумбия/Нуна. Кроме того, можно предположить, что накопление базальных частей разреза Угуйского грабена происходило в межгорных впадинах и не было связано с глобальным оледенением. Также нельзя исключать поступление ледникового материала во внутриконтинентальный бассейн растяжения

на стадии коллапса палеопротерозойского орогена [18]. Учитывая морфологические характеристики детритового циркона этого возраста из песчанников Кодаро-Удоканского прогиба и Угуйского грабена, предполагающие проксимальные источники сноса, можно предполагать поступление терригенного материала с южного и/или западного (в современных координатах) обрамления Чаро-Олёкминского геоблока.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 21-17-00164; геохронологические исследования) и НИР ИГД РАН FMUW-2022-0003. Экспедиционные работы и сбор каменного материала были проведены при технической и финансовой поддержке компании ООО «Нерюнгри Металлик».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра. 1964. 515 с.
2. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука. 1972. 130 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 — Алдан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.
4. Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 142 с.
5. Латышева И.В., Шацлло А.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В. Базальные горизонты кебектинской серии Угуйского грабена: проблема происхождения и возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 159—162.
6. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчанников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U—Th—Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138—1141.
7. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Гороховский Б.М., Великославинский С.Д., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Ли Х.-Я. Возраст и природа источников сноса метапесчанников кемской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты U—Th—Pb геохронологических и Lu—Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С. 120—121.
8. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412—416.
9. Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U—(Th)—Pb Geochronology — Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. V. 40. P. 311—332.
10. Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences - appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // In: Sylvester, P.J. (Ed.), Short Course Mineralogical Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239—243.
11. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
12. Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // ДАН. 2006. Т. 406. № 3. С. 355—360.
13. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25—43.
14. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm—Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223—227.
15. Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 236 с.
16. Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 256. P. 103—129.
17. Young G.M. Precambrian glacial deposits: their origin, tectonic setting, and key role in Earth evolution // In: Menzies J., Van der Meer J.J.M. (Eds.), Past Glacial Environments, 2nd Ed. Amsterdam, Elsevier. 2018. P. 17—45.

18. Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Феномен аномально быстрого накопления отложенных удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 14. № 4. С. 664–671.
19. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сковитина Т.М., Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Водовозов В.Ю. Граниты рапакиви кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.
20. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 3–15.

ARKOSE SANDSTONES OF THE KEBEKTA GROUP OF THE UGUI GRABEN (ALDAN SHIELD): AGE, SOURCES, AND DEPOSITION SETTING

V. P. Kovach^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov^b,

Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a, E. B. Salnokova^a, E. V. Adamskaya^a, V. V. Bortnikov^a,
A. V. Stepanova^c, K. G. Erofeeva^b, Yu. V. Plotkina^a, A. M. Fedossenko^a, and T. M. Skovitina^d

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

^b*Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Institute of Geology Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russian Federation*

^d*Institute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: v.p.kovach@gmail.com*

The paper presents the results of U–Pb (ID-TIMS) and U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of baddeleyite from dolerite dikes of the Sulumat Complex and detrital zircon from red arkose sandstones of the Kebekta Group of the Ugui graben, the Aldan Shield. It has been established that the Kebekta Group have an age of 2.011.87 Ga. The sources of the Kebekta Group deposits were the Archean (2.92–2.52 Ga) igneous and metamorphic complexes of the Chara-Olekma geoblock and the zone of its junction with the West Aldan megablock of the Aldan Shield, as well as unidentified on the present erosion level the Paleoproterozoic (ca. 2.01 Ga) complexes. The obtained geochronological data do not contradict the correlation of terrigenous rocks of the Kebekta Group of the Ugui graben and the Kemen Group of the Kodaro-Udokan trough. The deposition of arkose sandstones of the Kebekta Group correlates in age with the glaciations in Australia and Sweden (ca. 1.9–1.8 Ga) associated with the formation of the Columbia/Nuna supercontinent. It also cannot be ruled out that the deposition of the rocks of the Ugui graben was related to the inflow of glacial material into the intracontinental extensional basin from the southern and/or western (in modern coordinates) framing of the Chara-Olekma geoblock at the stage of collapse of the Paleoproterozoic orogen.

Keywords: terrigenous rocks, detrital zircon, geochronology, Kebekta Group, Ugui Graben, Aldan Shield