УДК 550.93:552.4 (551.72)

ВЕРХНЯЯ ВОЗРАСТНАЯ ГРАНИЦА ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОНДИНСКОГО ФРАГМЕНТА ТОККО-ХАНИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА АЛДАНСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (ID-TIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2020 г. В. П. Ковач^{1,*,**}, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹, Н. В. Попов², С. Д. Великославинский¹, Ю. В. Плоткина¹, К.-Л. Ван³, А. М. Федосеенко¹

Поступило 26.04.2020 г. После доработки 01.07.2020 г. Принято к публикации 07.08.2020 г.

В статье представлены новые U–Pb ID-TIMS-геохронологические данные о возрасте пород метагаббро-диорит-тоналитового комплекса Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Алданского щита. В геологическом строении Сибирского кратона только в пределах этого фрагмента установлено широкое развитие ультраосновных и основных вулканических пород, ассоциирующих с вулканическими породами среднего и кислого состава. Установлено, что протолиты метагаббро-диоритов и кварцевых метадиоритов, прорывающих метавулканические и метаосадочные породы, кристаллизовались 3002 ± 5 и 3005 ± 7 млн лет назад соответственно. Полученные оценки возраста определяют верхнюю возрастную границу формирования супракрустальных пород Олондинского фрагмента (3012-2997 млн лет). Значения Nd-модельных возрастов метаандезитов и метадацитов этого фрагмента близки к 3.0 млрд лет, что в первом приближении определяет нижнюю возрастную границу их образования. Таким образом, осадочно-вулканогенные толщи Олондинского фрагмента имеют возраст около 3.0 млрд лет, а их формирование, включая наложенные структурно-метаморфические преобразования, произошло в течение короткого (первые млн лет) промежутка времени.

Ключевые слова: Алданский щит, Токко-Ханинский зеленокаменный пояс, Олондинский фрагмент, U–Pb (ID-TIMS)-геохронология **DOI:** 10.31857/S2686739720100060

Основные черты геологического строения западной части Алданского щита во многом определяются субмеридиональными и северо-восточными зонами разрывных нарушений, в пределах которых сосредоточены многочисленные тектонические фрагменты, сложенные относительно слабо метаморфизованными осадочными и вулканическими породами (субганский комплекс) Саймаганского, Тарынахского, Токко-Ханинского, Итчиляхского, Эвонокитского, Темулякитского, Тунгурчинского, Яелахского, Субган-

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики

ского. Булгуняхтахского и Балаганахского зеленокаменных поясов (рис. 1), которые относятся по крайней мере к четырем возрастным группам -2.0-2.4, 2.5-2.6, 2.6-3.0 и 3.0-3.2 млрд лет [1]. Однако точные возрастные границы образования конкретных зеленокаменных поясов пока еще не установлены, что значительно затрудняет разработку непротиворечивых геодинамических моделей формирования раннедокембрийской континентальной коры Сибирского кратона. В рамках решения этой задачи выполнены U-Pb (ID-TIMS)геохронологические исследования, направленные на определение верхней возрастной границы формирования метаосадочных и метавулканических пород Олондинского тектонического фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (рис. 1), который является уникальным объектом для изучения эволюции системы кора-мантия Сибирского кратона в раннем докембрии, так как только в пределах этого фрагмента установлено широкое развитие ультраосновных и основных вулканических пород, ассоциирующих с вулка-

им. А.А. Трофимука Сибирского отделения

Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³ Институт наук о Земле, Академия Синика,

Тайпей, Тайвань

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

^{**}E-mail: v.kovach@mail.ru



Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Алданского щита. *1* – фанерозойские гранитоиды; *2* – кайнозойские отложения, платформенные отложения палеозоя, мезозоя и верхнего протерозоя; *3* – раннепротерозойские гранитоиды; *4* – унгринский магматический комплекс; *5* – удоканский комплекс; *6* – слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы субганского комплекса; *7* – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы оломокитского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы субганского комплекса; *7* – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олёкминского комплекса; *8* – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы оломокитского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы оломокитской и чарской толщ алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса; *9* – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы западно-алданского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы одомокитской и чарской толщ алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса; *9* – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы западно-алданского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы чупиской, амедичинской и курумканской толщ алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса; *10* – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; *11* – разрывные наушения. Цифрами в кружках обозначены зеленокаменные пояса: 1 – Саймаганский, 2 – Тарыныхский, 3 – Токко-Ханинский, 4 – Итчиляхский, 5 – Эвонокитский, 6 – Темулякитский, 7 – Тунгурчинский, 8 – Яелахский, 9 – Субганский, 10 – Булгуняхтахский, 11 – Балаганахский.

ническими породами среднего и кислого состава ([2–5] и др.).

Олондинский фрагмент расположен на южном фланге Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (рис. 1), который относится к числу наиболее древних зеленокаменных поясов Алданского щита. В плане он имеет близкую к V- или Y-образной форму (рис. 2). Его максимальная ширина достигает 10 км, а протяженность составляет около 40 км. С запада и востока он ограничен субвертикальными взбросо-сдвигами соответственно субмеридионального и северо-восточного простирания.

В геологическом строении Олондинского фрагмента принимают участие две контрастные по составу толщи (ассоциации) метавулканических и метаосадочных пород – коматиит-базальтовая и андезит-дацитовая [2, 3, 6]. В разрезах коматиит-базальтовой толщи преобладают амфибол-плагиоклазовые и амфиболовые сланцы (толеитовые базальты и их туфы), хлорит-актинолитовые и актинолит-хлоритовые сланцы (коматиитовые базальты и коматииты) и карбонат-актинолитовые сланцы (коматииты и коматиитовые ту-Андезит-дацитовая толща представлена фы). преимущественно амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми микрогнейсами (андезиты, дациты, туфы, туфопесчаники, песчаники). Границы между коматиит-базальтовой и андезит-дацитовой толщами имеют тектонический характер. В связи с этим относительная последовательность их формирования не установлена. Слагающие Олондинский фрагмент породы интенсивно деформированы. Условия их метаморфизма соответствуют эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фациям [2, 3].

В пределах Олондинского фрагмента закартированы многочисленные тектонические пластины метадунитов и метаперидотитов, силлоподобные тела габбро-амфиболитов мощностью от 50 до 350 м, а также дифференцированные габбро-



Рис. 2. Схематическая геологическая карта Олондинского тектонического фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. Составлена с использованием материалов [2, 3]. *1* – четвертичные отложения; *2* – дифференцированные габбро-диорит-тоналитовые и диорит-тоналитовые массивы; *3* – амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые микрогнейсы (андезиты, дациты, туфы, туфопесчаники, песчаники); *4* – амфибол-плагиоклазовые и амфиболовые сланцы (базальты и их туфы); *5* – хлорит-актинолитовые и актинолит-хлоритовые сланцы (коматиитовые базальты и коматииты) и карбонат-актинолитовые сланцы (коматиитовые туфы); *6* – габбро-амфиболиты; *7* – метадуниты и метаперидотиты; *8* – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; *9* – места отбора проб для геохронологических исследований: 1 – проба O-29-2, 2 – проба O-221.

диорит-тоналитовые и диорит-тоналитовые массивы (рис. 2). Полученные к настоящему времени оценки возраста [4, 7—9] метавулканических и магматических пород Олондинского фрагмента позволяют предполагать, что их формирование произошло около 3 млрд лет назад. Но, к сожалению, они уже не удовлетворяют современным требованиям, предъявляемым к выбору объектов и методов геохронологических исследований в областях полициклического развития эндогенных процессов: использование больших навесок циркона при датировании методом TIMS; данные SHRIMP получены главным образом для единичных зерен циркона, строение которых не исследовалось методом катодолюминисценции, а аналитические данные не опубликованы; Sm—Ndизохроны построены для не связанных генетически между собой пород от метакоматиитов до тоналитов.

В качестве объекта для геохронологических исследований были выбраны дифференцированные габбро-диорит-тоналитовые и диорит-тона-

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, mkt/r	U, MKF/F	Изотопные отношения						Возраст, млн лет			
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
	Метагаббро-диорит (проба О-29-2)													
1	85-100, 50 sep.	0.35	95.40	143	1076	0.2169 ± 1	0.1349 ± 1	16.6401 ± 256	0.5563 ± 4	0.98	2914 ± 4	2851 ± 4	2958 ± 1	
2	150-200, 40 зер.	0.62	35.30	52	18064	0.2216 ± 1	0.1349 ± 1	17.7400 ± 255	0.5805 ± 4	0.98	2976 ± 4	2951 ± 4	2993 ± 0	
3	150-200, 20 зер.	0.18	110.70	153	909	0.2203 ± 1	0.1387 ± 1	17.9904 ± 290	0.5877 ± 5	0.98	2989 ± 5	2980 ± 5	2996 ± 1	
	Кварцевый метадиорит (проба О-221)													
4	80-100, 45 sep.	0.40	53.2	79.3	2352	0.2194 ± 1	0.1156 ± 1	17.4039 ± 348	0.5753 ± 8	0.97	2957 ± 6	2930 ± 5	2976 ± 1	
5	100-150, 25 зер.	0.18	67.3	96.7	1334	0.2206 ± 1	0.1300 ± 1	17.7426 ± 355	0.5832 ± 11	0.96	2976 ± 6	2962 ± 5	2985 ± 1	
6	100—150, кисл.	*	U/Pb =	1.33	110	0.2239 ± 4	0.1396 ± 2	18.4159 ± 999	0.5963 ± 35	0.94	3012 ± 18	3015 ± 18	3009 ± 4	
	обр. 3 ч.													

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований цирконов из метагаббро-диорита и кварцевого метадиорита Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса

Примечание. ^а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений 207 Pb/ 235 U – 206 Pb/ 238 U; 50 зер. – количество зерен циркона в навеске; кисл. обр. 3 ч – остаток циркона после кислотной обработки в течение 3 часов. Величины ошибок измерений (2 σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

литовые интрузии, которые прорывают наиболее ранние структурные элементы метавулканических и метаосадочных пород Олондинского фрагмента и в свою очередь испытали наложенные структурно-метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций. Другими словами, их датирование позволяет достаточно точно оценить верхнюю возрастную границу формирования вулканических и осадочных последовательностей Олондинского фрагмента.

Для U-Pb-датирования использованы акцессорные цирконы, выделенные из проб метагаббро-диорита (О-29-2) и кварцевого метадиорита (О-221). Первая из них отобрана в краевой части довольно крупного габбро-диорит-тоналитового массива, который находится в центральной части Олондинского фрагмента, а вторая — из небольшого диорит-тоналитового массива, расположенного в его восточной ветви (рис. 2). Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Рb-геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени они промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике [10]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON ТІ как в статическом режиме на детекторах Фарадея, так и в динамическом режиме при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор ²³⁵U—²⁰²Pb. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программам "PbDAT" [11] и "ISOPLOT" [12]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [13]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Метагаббро-диорит. Акцессорный циркон, выделенный из метагаббро-диорита (проба О-29-2), представлен полупрозрачными субидиоморфными и идиоморфными призматическими кристаллами светло-желтой окраски размером от 50 до 300 мкм (K_{удл.} = 3.0–4.0). Они огранены сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (рис. 3, I–III) и обладают четкой магматической зональностью (рис. 3, IV–VI).

Для U–Pb-геохронологических исследований использованы три микронавески (20–50 зерен) наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций 85–100 и 150–200 мкм (№ 1–3, табл. 1). Циркон из метагаббро-диорита характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (1.0–3.6%). Точки его изотопного состава располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 3002 ± 5 млн лет (СКВО = 0.04, нижнее пересечение соответствует возрасту 1367 ± 130 млн лет) (рис. 4).

Кварцевый метадиорит. Акцессорный циркон из кварцевого метадиорита (проба O-221) образует прозрачные и полупрозрачные субидиоморф-



Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из метагаббро-диорита (проба O-29-2) и кварцевого метадиорита (проба O-221) Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN: I–III и VII–IX – в режиме вторичных электронов; IV–VI и X–XII – в режиме катодолюминесценции.

ные кристаллы призматического, короткопризматического и дипирамидального облика светлосиреневого и желтовато-сиреневого цвета, которые огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {102} (рис. 3, VII–IX). Размер кристаллов изменяется от 50 до 400 мкм ($K_{yдл.} =$ = 2.0–3.0). Их строение характеризуется осцилляторной зональностью с элементами секториальности (рис. 3, X–XII).

U-Рь-геохронологические исследования проведены для двух микронавесок (25 и 45 зерен) циркона из размерных фракций 80-100 и 100-150 мкм (\mathbb{N}_{2} 4, 5; табл. 1) и навески циркона, подвергнутого предварительной кислотной обработке [15] (\mathbb{N}_{2} 6, табл. 1). Как видно на рис. 3, точка изотопного состава остатка циркона после кислотной обработки, располагается на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 3011 ± 7 млн лет (СКВО = 0.52, вероятность – 0.47). Верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для трех изотопных анализов циркона, с конкордией отвечает возрасту 3005 ± 7 млн лет (нижнее пересечение – 1755 ± 255 млн лет (СКВО = 1.2)), который

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 494 № 2 2020



Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из метагаббро-диорита (проба O-29-2) и кварцевого метадиорита (проба O-221) Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

совпадает с величиной конкордантного возраста остатка циркона после кислотной обработки.

Морфологические особенности цирконов из метагаббро-диоритов и кварцевых метадиоритов указывают на их магматическое происхождение. Поэтому, полученные для них оценки возраста 3002 ± 5 и 3005 ± 7 млн лет позволяют достаточно точно оценить возраст становления габбро-диорит-тоналитовых и диорит-тоналитовых интрузий, прорывающих метавулканические и метаосадочные породы Олондинского фрагмента, и соответственно верхнюю возрастную границу формирования последних. С учетом погрешностей определения возраста эта граница составляет 3012-2997 млн лет. Значения Nd-модельных возрастов метаандезитов и метадацитов этого фрагмента близки к 3.0 млрд лет [1], что в первом приближении определяет нижнюю возрастную границу их образования. Все это свидетельствует о том, что осадочно-вулканогенные толщи Олондинского фрагмента имеют возраст около 3.0 млрд лет, а их формирование, включая наложенные структурно-метаморфические преобразования, вероятно, произошло в течение относительно короткого промежутка времени.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-5-52001) и РНФ (проект 19-17-00205) и Министерства науки и технологий Тайваня (проект № 107-2923-М-001-005-МҮЗ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Котов А.Б., Анисимова И.В., Глебовицкий В.А. и др. // ДАН. 2004. Т. 398. № 5. С. 661—665.
- Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 1990. 172 с.
- 3. Попов Н.В., Добрецов Н.Н., Смелов А.П., Богомолова Л.М. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 84—98.
- 4. *Пухтель И.С., Журавлев Д.З.* // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 308-348.
- 5. *Puchtel I.S.* / In: Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 405–423.
- Богомолова Л.М. Олекминская гранит-зеленокаменная область (структура и история развития). Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 20 с.
- Бибикова Е.В. В: Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли". Л.: ИГГД АН СССР, 1989. С. 35–38.

- Baadsgard H., Nutman A.P., Samsonov A.V. / In: 7-th Int. Conf. Geochronology, Cosmohronology and Isotope Geology. Canberra, Australia. 1990. P. 6.
- 9. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgard H., Smelov A.P. // Precambrian Research. 1992. V. 54. P. 195–210.
- Krogh T.E. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- 11. *Ludwig K.R.* // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
- 12. *Ludwig K.R.* // Berkeley Geochronology Center Sp. Publ. No 4. 2008. 77 p.
- 13. *Stacey J.S., Kramers I.D.* // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- 15. *Mattinson J.M.* // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.

UPPER AGE LIMIT OF FORMATION OF THE OLONDO FRAGMENT OF TOKKO-KHANI GREENSTONE BELT, ALDAN SHIELD: RESULTS OF U-Pb (ID-TIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES

V. P. Kovach^{*a*,#,##}, Correspodinding Member of the RAS A. B. Kotov^{*a*}, E. B. Salnikova^{*a*}, N. V. Popov^{*b*}, S. D. Velikoslavinsky^{*a*}, J. V. Plotkina^{*a*}, K-L. Wang^{*c*}, and A. M. Fedoseenko^{*a*}

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation ^b Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

> ^c Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan [#]E-mail: v.p.kovach@gmail.com ^{##}E-mail: v.kovach@mail.ru</sup>

Paper presents new U–Pb ID-TIMS geochronological data on the age of the rocks of the metagabbro-diorite-tonalite complex of the Olondo fragment of the Tokko-Khani greenstone belt of the Aldan shield. In the geological structure of the Siberian craton, only within this fragment, a broad development of ultrabasic and basic volcanic rocks associated with felsic volcanic rocks was recognized. It was established that the protoliths of metagabbro-diorite and quartz metadiorite cutting metavolcanic and metasedimentary rocks crystallised at 3002 ± 5 and 3005 ± 7 Ma ago, respectively. The obtained age estimates determine the upper age limit for the formation of supracrustal rocks of the Olondo fragment (3012-2997 Ma). The Nd model ages of metaandesites and metadacites of this fragment are close to 3.0 Ga, which, to a first approximation, determines the lower age limit of their formation. Thus, the sedimentary-volcanogenic sequence of the Olondo fragment are ca. 3.0 Ga old, and their formation, including superimposed structure-metamorphic transformations, occurred within a short time interval (first million years).

Keywords: Aldan shield, Tokko-Khani greenstone belt, Olondo fragment, U-Pb (ID-TIMS) geochronology