

УДК 550.93:552.4.(671.61)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛОКАЛЬНОМУ ИЗОТОПНОМУ U–Pb-ДАТИРОВАНИЮ ЦИРКОНОВ (МЕТОД LA-ICP-MS) ГИПЕРСТЕНОВЫХ ПЛАГИОГНЕЙСОВ ДЖУГДЖУРСКОГО БЛОКА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНСКОГО ЩИТА)

© 2014 г. Г. М. Вовна, В. И. Киселёв, член-корреспондент РАН В. Г. Сахно, М. А. Мишкин, А. М. Ленников, Н. В. Зарубина, А. А. Вельдемар

Поступило 15.04.2014 г.

DOI: 10.7868/S0869565214320218

Авторы данной работы провели исследования по локальному изотопному U–Pb-датированию цирконов (метод LA-ICP-MS) из гиперстеновых плагиогнейсов джугджурского комплекса с целью установления его возрастной принадлежности: эти данные необходимы для выяснения истории становления сиалической коры на востоке Алданского щита.

Джугджурский блок расположен в бассейнах рек Кун-Манье, Аюмкан, Мая (рис. 1). Впервые стратифицируемую природу гранулитовых пород Джугджурского блока показал В.М. Мошкин [2], выделивший среди них две толщи: нижнюю – пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гнейсов и верхнюю – биотит-гранатовых гнейсов с прослоями мраморов. Позднее территория Джугджурского блока была охвачена геолого-съёмочными работами масштаба 1:200 000, выполненным под руководством Ю.Н. Гамалеи [3]. В процессе этих работ была предложена более дробная стратификация метаморфических образований с подразделением их на четыре согласно залегающие свиты (снизу вверх): верхнесуннагинскую, кюриканскую, сутамскую, хударканскую. Авторы данной работы на основании анализа опубликованных работ и результатов собственных полевых исследований сочли необходимым вернуться к схеме в [2], разделив метаморфический комплекс Джугджурского блока на две толщи. Нижняя толща сложена гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитами), переслаивающимися с двупироксеновыми сланцами (метабазитами). В верхней толще преобладают глиноземистые

биотит-гранатовые, биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и подчиненным количеством эндербитов, пироксен-биотитовых гнейсов (рис. 1). Нижняя толща, представляющая начальные этапы формирования земной коры Джугджурского блока, в [1] выделена в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации.

Гиперстеновые плагиогнейсы – эндербиты, составляющие большую часть объема пород этой ассоциации, на 50–70% представлены плагиоклазом (40–50% An) с антипертитовыми вростками, кварцем (5–10%), гиперстеном (5–10%), роговой обманкой (8–10%), моноклинным пироксеном (до 5%). Акцессории – апатит, циркон, магнетит, ильменит. Двупироксеновые сланцы на 30–40% состоят из плагиоклаза (50–58% An), моноклинного пироксена (20–40%), ромбического пироксена (5–10%). Отдельные разновидности двупироксеновых сланцев содержат примесь граната или биотита. Акцессории – апатит, циркон, магнетит, ильменит. Кристаллосланцы ультраосновного состава (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, оливин-двупироксен-амфиболовые) сложены ортопироксеном (10–35%), клинопироксеном (10–45%), оливином (0–19%), амфиболом (0–80%). Акцессории – магнетит, ильменит, шпинель, апатит.

В [1] установлена геологическая природа протолитов гранулитов джугджурского комплекса на основе изучения петрохимических особенностей и закономерностей распределения в них акцессориев. Полученные данные свидетельствуют о том, что нижняя толща имела вулканогенный исходный состав, а верхняя – вулканогенно-осадочный. Исходные вулканы нижней толщи относятся к трем петрохимическим сериям: известково-щелочной, коматиит-толеитовой, пикритовой. В составе исходной ассоциации вулканических известково-

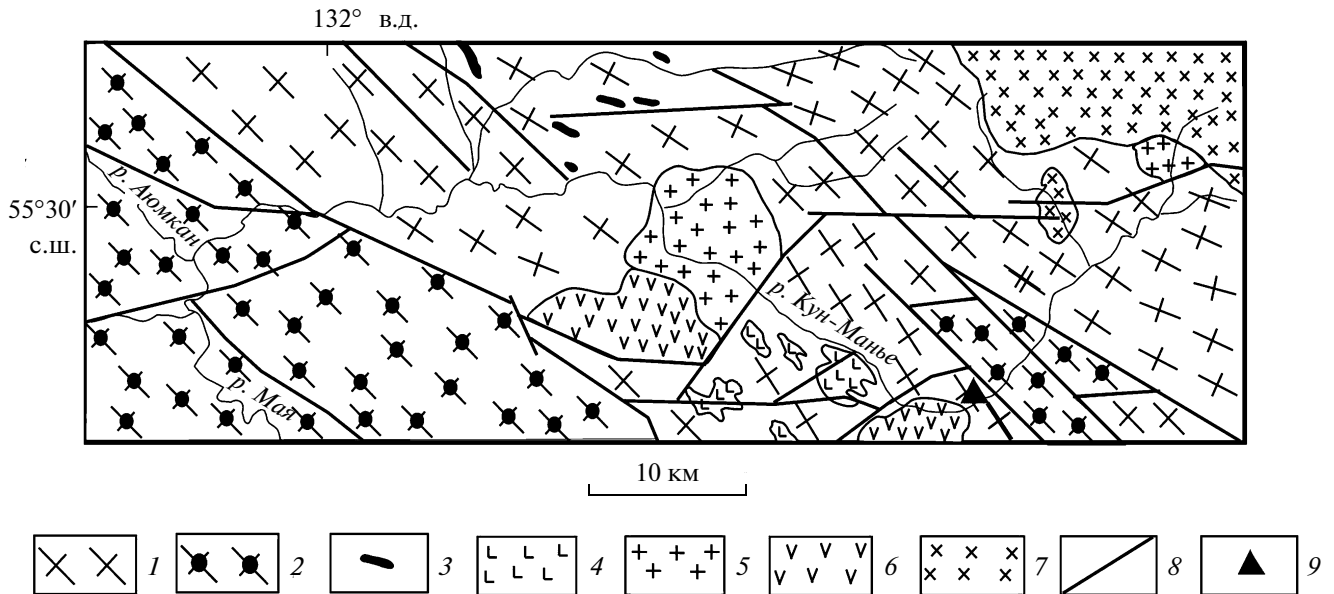


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района исследования [1]. 1, 2 – джугджурский гранулитовый комплекс: 1 – гранулиты нижней толщи (гиперстеновые плагиогнейсы, метабазиты), 2 – гранулиты верхней толщи (глиноземистые гнейсы, гиперстеновые плагиогнейсы, кальцифиры, метабазиты); 3–5 – интрузивные образования нижнего протерозоя: 3 – метабазиты, базиты, 4 – анортозиты, 5 – граниты; 6 – образования платформенного чехла; 7 – меловые гранитоиды; 8 – тектонические нарушения; 9 – место отбора пробы.

во-щелочной петрохимической серии установлены базальты, андезибазальты (двупироксеновые кристаллосланцы), андезиты (эндербиты). По степени распространенности преобладают андезибазальты, андезиты. Коматиит-толеитовая серия представлена ассоциацией толеитовых, коматиит-толеитовых базальтов, коматиитов (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, оливин-двупироксеновые кристаллосланцы). Среди вулканитов исходной ассоциации преобладают толеитовые базальты. В составе пикритовой серии установлены только пикритовые базальты (двупироксеновые кристаллосланцы), распространенные весьма незначительно.

В исходном составе верхней вулканогенно-осадочной толщи среди магматических протолитов установлены базальты, андезибазальты (двупироксеновые кристаллосланцы), андезиты известково-щелочной серии.

Метаморфизм пород Джугджурского блока по данным минеральной геотермобарометрии осуществлялся в условиях глубинной гранулитовой фации с максимальными параметрами 800°C, 9 кбар [4].

Ранее возраст джугджурского комплекса условно считали архейским. Однако эти представления не были подтверждены изотопным датированием. Одновременно было установлено, что анортозиты Джугджурского массива прорывают гранулиты джугджурского комплекса [5]. Свинцовым изо-

хронным методом для анортозитов получены значения 1.734–1.736 млрд лет [5], а Sm–Nd-методом – две минеральные изохроны с возрастными 1702 ± 27, 1705 ± 30 млн лет [6].

Наши изотопные исследования относятся к нижней толще джугджурского комплекса. Опробованию были подвергнуты гиперстеновые плагиогнейсы исходного андезитового состава. Проба имеет следующий минеральный состав, об. %: плагиоклаз с антипертитовыми вростками (50% An) – 60, кварц – 10, гиперстен – 20, моноклинный пироксен – 10, акцессории: апатит, циркон, магнетит. Химический состав гиперстенового плагиогнейса, мас. %: SiO₂ – 63.39, TiO₂ – 0.63, Al₂O₃ – 16.49, Fe₂O₃ – 6.44, MnO – 0.09, MgO – 2.09, CaO – 4.82, Na₂O – 4.01, K₂O – 0.59, P₂O₅ – 0.15, п.п.п. – 1.02, сумма – 99.73. Петрохимические особенности гиперстенового плагиогнейса соответствуют андезиту известково-щелочной серии натрового ряда.

Изотопные измерения выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции образца UP-213. Акцессорный циркон из образцов выделяли по стандартной методике. Конечный отбор цирконов осуществляли вручную под бинокляром. Для выбора конкретных областей датирования использовали изображения цирконов в про-

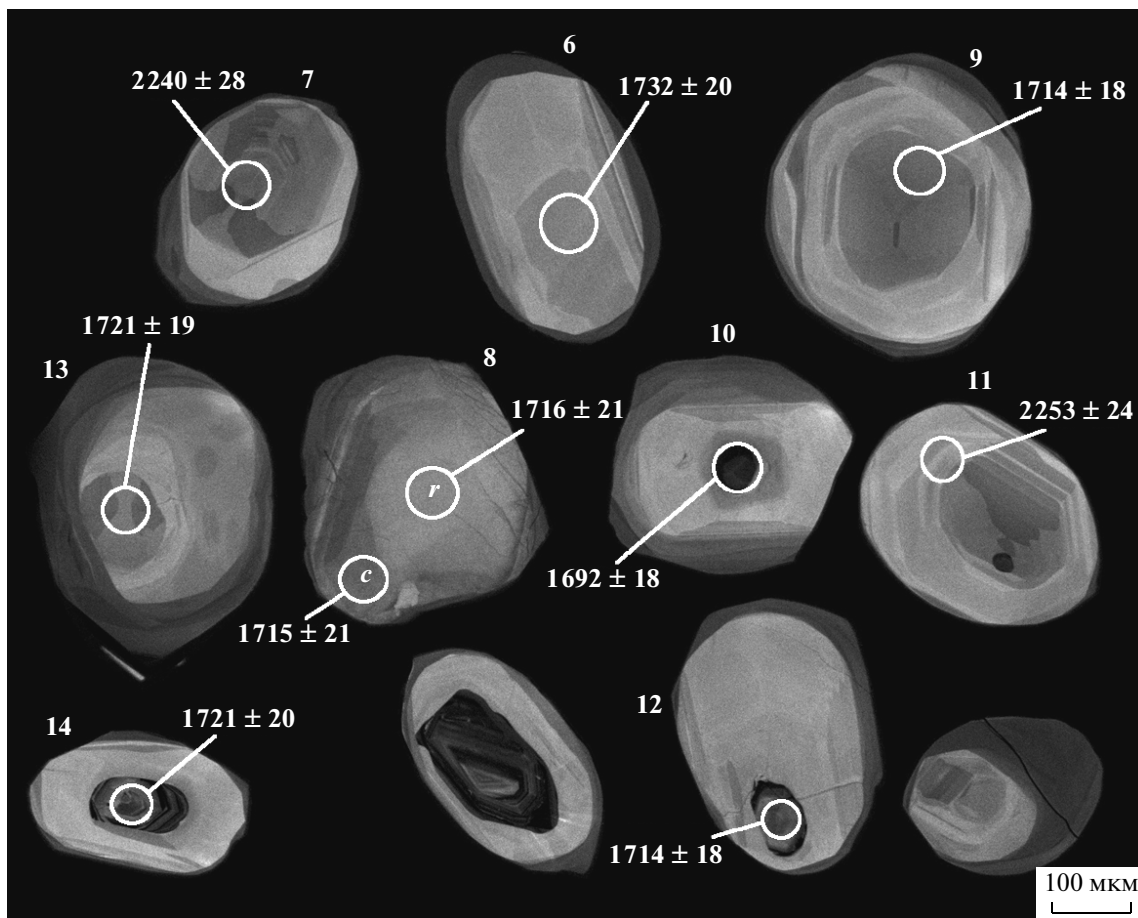


Рис. 2. Цирконы из гиперстенового плагногнейса – CLI-изображение (проба Э14-137). Номера точек зондирования соответствуют таковым табл. 1. Возраст, млн лет.

ходящем и отраженном свете, обратнорассеянных электронах (BSE) и катодолуминесцентные снимки (CLI), на которых видны внутренняя структура, зональность, трещиноватость, включения.

Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности массы ^{208}Pb , используя стандартный образец N.I.S.T. SRM611 при соблюдении условия, что отношение интенсивностей масс $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+ < 1\%$. Все измерения выполняли в режиме сборки с разрешением по времени и измеряли пики масс ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{238}U . Интенсивность массы ^{235}U для каждого измерения рассчитывали по пику массы ^{238}U согласно природной распространенности изотопов урана $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.88$. Отбор материала образца для анализа производили лучом лазера в точке. Диаметр абляционного кратера составлял приблизительно 40 мкм. При выбранных параметрах измерения изотопных отношений кратер отбора диаметром 40 мкм углубляется со скоростью порядка 1 мкм/с.

Удаляемый лазером материал из ячейки образца транспортировался смесью газов гелия и аргона. Другие технические особенности применяемой для исследований методики в [7].

Измеренные величины обрабатывали с помощью программ “Glitter v. 4.4.2” (Access Macquarie Ltd). U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2, 91500, возраст которых принят равным 416.8 [8], 1065.4 млн лет [9] соответственно. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Диаграмму с конкордией строили с использованием программы “Isoplot/Ex v. 3.00”.

Аксессуарный циркон представлен округлыми кристаллами с сохранившимися в той или иной мере удлинено-призматическими очертаниями (рис. 2). Зерна прозрачные, бесцветные с хорошо выраженными светло-розовыми ядрами. Размер

Таблица 1. Изотопные U–Pb-данные для цирконов из гиперстенового плаггиогнейса джугджурского комплекса (проба Э14-137)

№ точки анализа	Изотопные отношения			Возраст, млн лет	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
14-137–N1(r)	4.3419 ± 2.8	0.3030 ± 1.8	0.1039 ± 2.8	1701 ± 23	1706 ± 26
14-137–N2(c)	4.2994 ± 3.1	0.3008 ± 1.9	0.1036 ± 3.1	1693 ± 26	1695 ± 28
14-137–N3(c)	4.3699 ± 3.2	0.3024 ± 2.0	0.1048 ± 3.3	1707 ± 27	1703 ± 29
14-137–N4(c)	4.3315 ± 3.8	0.3001 ± 2.2	0.1047 ± 3.8	1699 ± 31	1692 ± 33
14-137–N5-1(r)	4.4350 ± 1.5	0.3086 ± 1.2	0.1042 ± 1.5	1719 ± 12	1734 ± 19
14-137–N5-2(c)	4.4449 ± 1.4	0.3077 ± 1.2	0.1048 ± 1.3	1721 ± 12	1729 ± 18
14-137–N6(c)	4.5065 ± 1.7	0.3082 ± 1.3	0.1060 ± 1.8	1732 ± 15	1732 ± 20
14-137–N7(c)	8.0281 ± 1.9	0.4156 ± 1.5	0.1401 ± 1.9	2234 ± 18	2240 ± 28
14-137–N8-1(c)	4.4084 ± 1.9	0.3049 ± 1.4	0.1048 ± 2.0	1714 ± 16	1716 ± 21
14-137–N8-2(r)	4.4011 ± 1.9	0.3047 ± 1.4	0.1047 ± 1.9	1713 ± 16	1715 ± 21
14-137–N9(c)	4.4791 ± 1.4	0.3046 ± 1.2	0.1066 ± 1.4	1727 ± 12	1714 ± 18
14-137–N10(c)	4.5221 ± 1.3	0.3001 ± 1.2	0.1093 ± 1.3	1735 ± 11	1692 ± 18
14-137–N11(r)	7.9762 ± 1.5	0.4183 ± 1.2	0.1383 ± 1.4	2228 ± 13	2253 ± 24
14-137–N12(c)	4.4621 ± 1.4	0.3046 ± 1.2	0.1062 ± 1.4	1724 ± 12	1714 ± 18
14-137–N13(c)	4.4518 ± 1.5	0.3060 ± 1.2	0.1055 ± 1.5	1722 ± 13	1721 ± 19
14-137–N14(c)	4.5580 ± 1.8	0.3060 ± 1.3	0.1080 ± 1.7	1742 ± 15	1721 ± 20

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ; (r) – краевая область зерна циркона; (c) – центральная область зерна циркона.

200–500 мкм (Ку 1.5–2.5). В CL-изображении в большинстве зерен наблюдается реликтовое округлое темное зональное ядро (в некоторых случаях призматической, удлиненной формы) и незональная светлая оболочка. В небольшом количестве зерен ядра светлые и однородные. Присутствуют единичные незональные и слабо зональные зерна. Некоторые зерна имеют мелкие трещины.

Полученные изотопные данные приведены в табл. 1 и на рис. 3. Единичные реликтовые ядра цирконов имеют конкордантный средневзвешен-

ный возраст 2247 ± 35 млн лет (рис. 3; табл. 1). Этот возраст соответствует времени кристаллизации магматического протолита гиперстенового плаггиогнейса, представлявшего собой андезитовый вулканит в исходной нижней толще джугджурского комплекса.

Для большинства цирконов (исследовали ядра и каймы) получен средневзвешенный конкордантный возраст 1715 ± 11 млн лет (рис. 3; табл. 1), который свидетельствует о том, что исходная нижняя толща джугджурского комплекса претерпела гранулитовый метаморфизм в конце па-

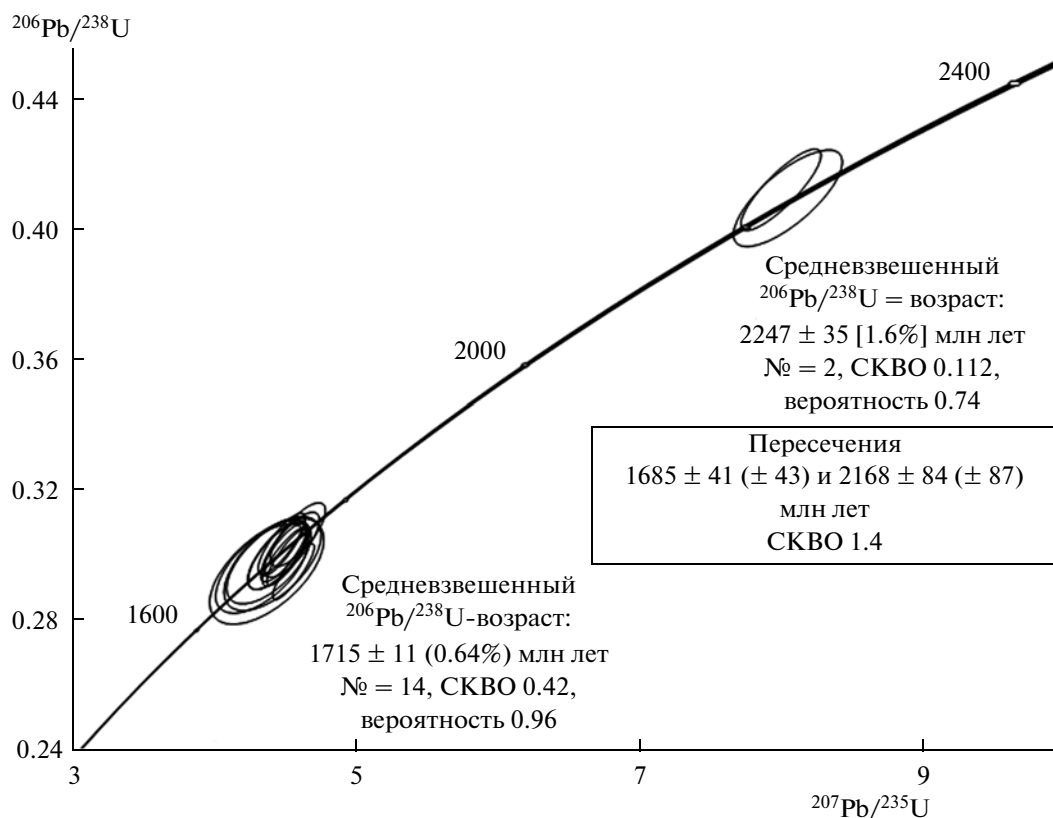


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы Э14-137 гиперстенowego плагиогнейса джугджурского комплекса.

леопротерозоя. Это событие, по нашему мнению, связано с магматической деятельностью Джугджуро-Улканского мантийного плюма, проявленной 1765–1685 млн лет назад [10–12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мишкин М.А., Вовна Г.М. // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28. № 2. С. 36–52.
2. Мошкин В.Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Л., 1962. 25 с.
3. Гамалея Ю.Н. // Геотектоника. 1968. № 6. С. 44–45.
4. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
5. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. // ДАН. 1992. Т. 323. № 3. С. 514–518.
6. Суханов М.К., Журавлев Д.З. // ДАН. 1989. Т. 304. № 4. С. 964–968.
7. Киселев В.И., Вовна Г.М., Мишкин М.А. и др. Материалы VIII науч. конф. “Аналитика Сибири и Дальнего Востока”. Томск, 2008. С. 78–79.
8. Black Z.P., Kato S.Z., Allen C.M., et al. // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.
9. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., et al. // Geostand. Newslett. 1995. V. 19. P. 1–23.
10. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др. // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29. № 5. С. 44–69.
11. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
12. Гурьянов В.А., Роганов В.Н., Зелепугин В.Н. и др. // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 3–21.