

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГАББРОИДОВ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2012 г. И. В. Бучко, А. А. Сорокин, Н. М. Кудряшов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 16.03.2012 г.

Поступило 06.03.2012 г.

Малохинганский (Цзямусинский) террейн является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна — одного из основных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). По существовавшему до недавнего времени представлению [2] в качестве “фундамента” террейна выделялись раннедокембрийские метаморфические комплексы амурской серии. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским этапом геологической истории [3–5]. Более высокое стратиграфическое положение занимают терригенно-карбонатные отложения хинганской серии. Их верхняя возрастная граница определяется как нижнекембрийская на основании находок нижнеатдабанских микрофитоцитов, губок, брахиопод, а нижняя условно считается позднерифейской [2].

Условно докембрийские и раннепалеозойские отложения Малохинганского террейна прорваны интрузиями, относимыми к раннепалеозойским гранодиорит-гранитовому биробиджанскому, гранит-лейкогранитовому бирскому позднепалеозойскому габбро-диорит-гранодиорит-гранитовому тырмо-буреинскому, пермо-триасовому гранит-лейкогранитовому харинскому комплексам, и перекрыты широкой гаммой позднемезозойских вулканоплутонических образований [2]. Среди перечисленных выше интрузивных образований преобладают ордовикские гранитоиды [6–8], которые связываются с раннепалеозойским орогеническим событием, отчетливо проявлен-

ном в строении различных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [9].

Что касается габброидов, пользующихся достаточно широким распространением в пределах Малохинганского террейна, то геохронологических и геохимических данных для них крайне мало, несмотря на то, что они могут существенным образом уточнить геодинамическую эволюцию этого террейна. В качестве примера можно привести позднекембрийские—раннеордовикские (486 ± 18 млн лет) [4] габброиды амурского комплекса, в рамках существующих схем [2] относимые к раннему докембрию, а также позднепермские (256 ± 4 млн лет) [10] габброиды Карагайского массива, ранее ошибочно относимые к начальным фазам раннепалеозойского биробиджанского комплекса [2].

В данном сообщении рассматриваются вопросы геохронологии, геохимии и геодинамической позиции раннепалеозойских габброидов Малохинганского террейна, для которых такие данные до сих пор отсутствовали.

Исследуемые габброиды слагают два сближенных тела общей площадью 4–6 км² в приустьевой части р. Биракан (правый приток р. Бира, бассейн реки Амур). Вмещающими породами для них являются лейкограниты, относимые к заключительной фазе биробиджанского комплекса [2], тогда как сами габброиды рассматриваются в качестве начальной фазы этого же комплекса [2]. Габброиды представлены мелко-, реже среднезернистыми субщелочными разностями с габбровой и катакластической структурами, состоящими из андезина An_{39-44} (50–60%), реликтов ортопироксена и авгита, магнезиальной роговой обманки (35–40%), биотита, микроклина (5–10%), магнетита и апатита.

По химическому составу они соответствуют породам субщелочной серии с умеренными содержаниями TiO_2 (1.03–1.34%) и MgO (7.41–12.49%) при высоких содержаниях P_2O_5 (0.30–0.79%), K_2O (2.86–5.74%). Они характеризуются умеренно дифференцированным типом распределения редкозе-

*Институт геологии и природопользования
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Благовещенск
Геологический институт Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.*

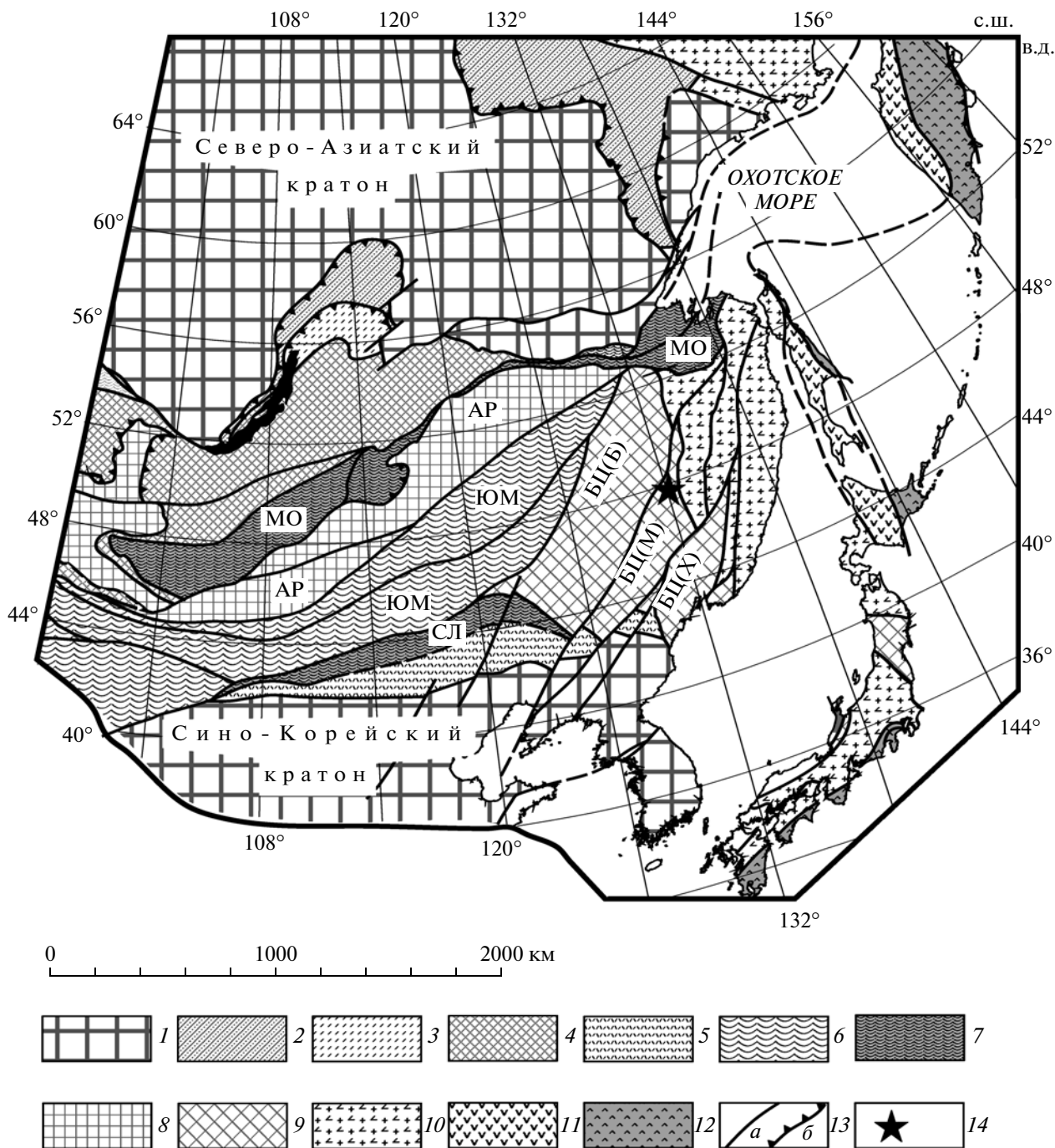


Рис. 1. Положение объекта исследования в геологических структурах восточной окраины Евразии. Тектоническая основа по [1]. 1 – кратоны и их фрагменты; 2 – складчато-надвиговые пояса окраины кратона; 3–7 – домезозойские орогенные пояса: 3 – позднерифейский, 4 – позднекембрийско-раннеордовикский, 5 – силурийский, 6 – позднепалеозойский, 7 – позднепалеозойско-раннемезозойский; 8, 9 – фрагменты домезозойских орогенных поясов: 8 – позднерифейских, 9 – раннепалеозойских; 10–12 – мезозойские и кайнозойские орогенные пояса: 10 – позднеюрский, 11 – поздне меловой, 12 – кайнозойский; 13 – основные разломы: (а) – с крутым и (б) – пологим падением; 14 – район исследования. Орогенные пояса и их фрагменты: АР – Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ – Бурей-Цзямусинский в составе: Бурейнского (БЦБ), Малохинганского (БЦМ), Ханкайского (БЦХ), МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ЮМ – Южно-Монгольский.

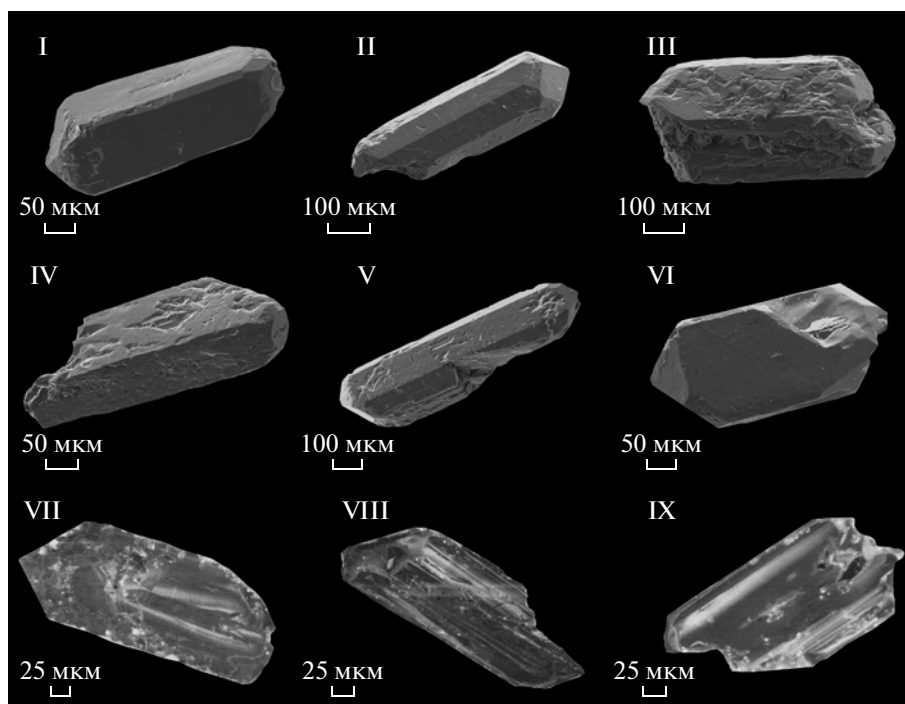


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из субщелочного габбро (обр. И-790) Усть-Бираканского выхода, выполнены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН (аналитик-исследователь В.И. Рождествина) на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390 LV JEOL (Япония) в режиме вторичных электронов (I–VI) и Геологическом институте КНЦ РАН (аналитик-исследователь Л.М. Ляляина) на растровом электронном микроскопе LEO1450, оснащенной приставкой PANA CL в режиме катодолуминесценции (VII–IX).

мельных элементов $[La/Yb]_n = 7.7–10.7$ при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.6–0.7$) и обогащением в отношении таких элементов, как Rb (152–319 ppm), Ba (740–2080 ppm), Th (6.7–26.9 ppm), U (1.8–5.1 ppm), Zr (130–290 ppm), Ni (54–152 ppm), Sr (494–1080 ppm) при умеренных концентрациях Sr (360–605 ppm), Nb (11–19 ppm), Ta (0.70–2.15 ppm). В целом геохимические особенности указывают на вероятное участие в магмообразовании обогащенного источника.

Для геохронологических исследований (U–Pb-метод) использован образец субщелочного габбро (обр. И-790), отобранный из южной части выхода. Выделение акцессорного циркона проводили по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу [11]. Концентрации U и Pb определяли методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного трассера $^{208}Pb + ^{235}U$, в качестве эммитера ионов использовался силикагель. Уровень холостого опыта за период исследования составлял менее 100 пг для свинца и 10–50 пг для урана. Все изотопные отношения исправлены на масс-фракционирование, полученное при изуче-

нии параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982, равное $0.12 \pm 0.04\%$. Ошибки в U–Pb-отношениях составляли 0.7–0.5%. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ “PbDAT” [12] и “ISOPLOT” [13]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [14]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [15]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Циркон, выделенный из указанного образца (обр. И-790), представлен, главным образом, прозрачными длиннопризматическими обломками кристаллов рубиново-коричневого цвета. Основными элементами огранки целых зерен являются грани призмы $\{110\}$ и дипирамиды $\{111\}$ (рис. 2, I–VI). В кристаллах отмечают трещины по плоскостям спайности, по которым часто наблюдаются вроски плагиоклаза. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие твердофазных включений, представленных мелкими выделениями апатита и слюды. В режиме катодолуминесценции (рис. 2, VII–IX) в кристаллах проявляется грубая зональность. Размер зерен циркона изменяется от 200 до 50 мкм; $K_{удл} = 4.0–5.0$. Для проведения изотопных U–Pb-исследований были использованы пять навесок кристаллов циркона, отобранные из размерных

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Pb-исследований цирконов из субщелочного габбро (обр. И-790) Усть-Бираканского выхода

Образец, фракция	Размер фракции, мкм, навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$
И-790/1	+150, 1.6	145.0	1888	1118	0.06837 ± 8	0.2105 ± 2
И-790/2	–150 + 125, 0.9	102.9	1393	1612	0.06436 ± 6	0.1741 ± 2
И-790/3	–125 + 100, 1.1	111.8	1504	1178	0.06770 ± 5	0.1719 ± 2
И-790/4	–100, 0.6	126.8	1692	1168	0.06774 ± 10	0.1859 ± 3
И-790/5	+150, 1.3	144.3	1888	1904	0.06300 ± 3	0.2148 ± 1

Образец, фракция	Размер фракции, мкм, навеска, мг	Изотопные отношения		<i>Rho</i>	Возраст, млн лет		
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
И-790/1	+150, 1.6	0.06868 ± 14	0.5248 ± 21	0.55	428.2 ± 0.9	428.4 ± 1.7	429 ± 8
И-790/2	–150 + 125, 0.9	0.06879 ± 34	0.5255 ± 32	0.89	428.9 ± 2.1	428.9 ± 2.1	429 ± 8
И-790/3	–125 + 100, 1.1	0.06875 ± 8	0.5253 ± 21	0.46	428.6 ± 0.5	428.7 ± 1.7	429 ± 9
И-790/4	–100, 0.6	0.06869 ± 8	0.5243 ± 26	0.42	428.2 ± 0.5	428.0 ± 2.1	427 ± 11
И-790/5	+150, 1.3	0.06896 ± 34	0.5270 ± 26	0.97	429.9 ± 2.1	429.8 ± 2.1	429 ± 5

Примечания. * изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; *Rho* – коэффициент корреляции от отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

фракций (табл. 1). Аналитические точки изотопного состава циркона всех пяти фракций располагаются на конкордии; рассчитанный возраст фракций составляет 428.7 ± 0.9 млн лет, СКВО = 0.036, вероятность 0.85 (рис. 3). Морфологические особенности и внутреннее строение исследованного циркона позволяют сделать вывод об его кристаллизации из расплава. В качестве оценки возраста формирования исследованного габбро принимается округленное значение, рассчитанное для всех конкордантных точек – 429 ± 1 млн лет.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что габброиды Усть-Бираканского выхода имеют раннепалеозойский (раннесилурийский) возраст и эти данные являются первым геохронологическим свидетельством проявления интрузивной деятельности этого возраста в пределах Малохинганского террейна. При этом исследованные габброиды не могут рассматриваться в составе биробиджанского комплекса, как считалось ранее [2], поскольку существенно моложе гранитоидов этого комплекса, имеющих раннеордовикский возраст [6, 7].

Обратившись к региональным данным, следует отметить, что раннесилурийские габброиды Усть-Бираканского выхода моложе, чем гранитоиды раннеордовикского биробиджанского и средне-позднеордовикского бирского комплексов Малохинганского террейна. В то же время необходимо обратить внимание на то, что рассмат-

риваемые габброиды достаточно близки по возрасту к кварцевым сиенитам и субщелочным гранитам Дуриловского массива (461 ± 5 млн лет) бирского комплекса, причем геохимические особенности и гранитоидов [7], и габброидов (данное исследование) указывают на участие в магмообразовании обогащенного мантийного источника.

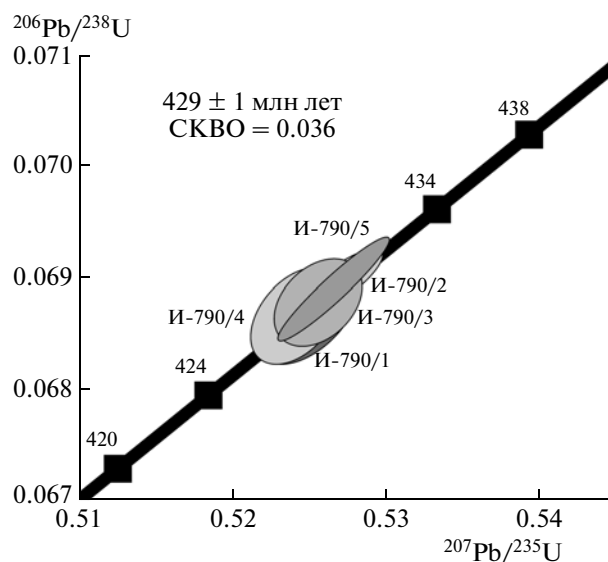


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из субщелочного габбро (обр. И-790) Усть-Бираканского выхода. Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице.

Геодинамическая интерпретация исследуемых габброидов затруднительна в силу ограниченного количества геохронологических и геохимических данных, а также отсутствия какой-либо информации о положении самого Малохинганского блока в раннем палеозое. Тем не менее с учетом имеющихся материалов [6, 7] можно предполагать, что ордовикские гранитоиды бирского и биробиджанского комплексов отражают обстановку либо активной континентальной окраины, либо коллизии [7]. В таком случае рассмотренные в данной статье силурийские субщелочные габброиды фиксируют либо тыловую часть активной континентальной окраины, либо пост-коллизионные события.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (12-I-0-08-003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
2. Добкин С.Н., Новосёлов Б.А., Бородин А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. 2-е изд. Сер. Бурейнская. Лист М-52-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 183 с.
3. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. // ДАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 637–640.
4. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.
5. Wilde S.A., Fuyuan Wu, Xingzhou Zhang // Precamb. Res. 2003. V. 122. P. 311–327.
6. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 228–232.
7. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 632–648.
8. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 414–424.
9. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.
10. Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 220–224.
11. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
12. Ludwig K.R. // US Geol. Surv. Open-File Rept. № 88–542. 1991. 35 p.
13. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Vers. 2.06 // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
14. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
15. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.