

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОИДЫ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА
(ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА):
ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ**

И.В. Бучко¹, А.А. Сорокин¹, Н.М. Кудряшов²

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, ул. Б. Хмельницкого 2, г. Благовещенск, 675000; e-mail: inna@ascnet.ru, sorokin@ascnet.ru

²ФГБУН Геологический институт Кольского НЦ РАН, ул. Ферсмана 14, г. Апатиты, Мурманская обл., 184200

Поступила в редакцию 20 апреля 2011 г.

В статье рассмотрены результаты минералогических, геохимических и геохронологических исследований лейкогабброидов Карагайского массива, расположенных в пределах Малохинганского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Главными особенностями породообразующих минералов габброидов являются высокая кальциевость клинопироксена, по составу отвечающего диопсид-салиту ($Wo_{48-51}En_{33-39}Fs_{11-16}$) или авгиту ($Wo_{22-35}En_{46-47}Fs_{18-33}$), высокая основность плагиоклаза (An_{90-92}) и наличие первично магматической магнезильной роговой обманки. В результате изотопного датирования (U-Pb метод по циркону) установлено, что возраст массива составляет 257 ± 1 млн лет. Особенности вещественного состава габброидов указывают на то, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их формирования является островная дуга или активная континентальная окраина. С учетом существующих геодинамических реконструкций, а также полученных в рамках настоящего исследования данных, можно предположить, что формирование позднепалеозойских габброидов Карагайского массива связано с заключительными этапами субдукционных процессов, предшествовавших коллапсу террейнов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Ключевые слова: габбро, поздний палеозой, геодинамика, Малохинганский террейн, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Малохинганский (Цзямусинский) террейн является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна – одного из основных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). По существовавшим до недавнего времени представлениям [6, 7, 9, 16 и др.] “фундамент” террейна представлен раннедокембрийскими метаморфическими комплексами. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов 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 [11, 12, 37].

В схемах корреляции геологических комплексов к условно верхнепротерозойскому–нижнепалеозойскому стратиграфическому уровню [6, 16] в строении Малохинганского террейна относятся преиму-

щественно терригенные, терригенно-карбонатные отложения хинганской серии. Их верхняя возрастная граница определяется как нижнекембрийская на основании находок нижнеатдабанских микрофитоли-тов, губок, брахиопод, а нижняя условно считается верхнерифейской [9, 16].

Условно позднедокембрийские и раннепалеозойские отложения прорваны интрузиями, относимыми [9] к раннепалеозойскому биробиджанскому, позднепалеозойскому тырмо-буреинскому, пермотриасовому харинскому комплексам, и перекрыты широкой гаммой позднемезозойских вулканических и осадочных образований. Геохронологическими исследованиями последних лет показано, что раннепалеозойский этап магматической активности, проявленный в пределах Малохинганского террейна, приходится на ранний и средний ордовик [12, 20, 21]. Что касается гранитоидов тырмо-буреинского и харинского комплексов, то для целого ряда массивов

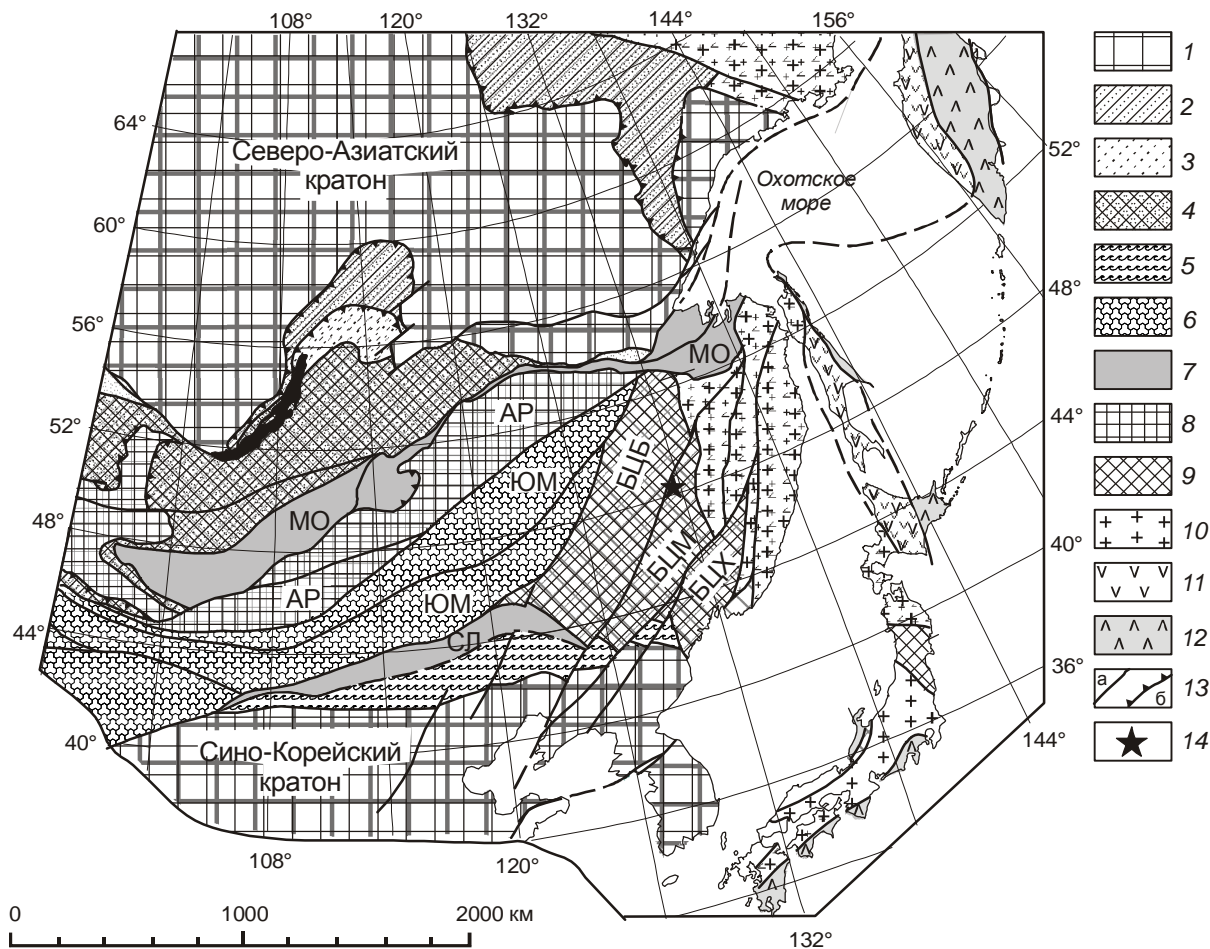


Рис. 1. Положение Карагайского массива в геологических структурах восточной окраины Евразии. Тектоническая основа по [15].

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 – положение Карагайского массива.

Орогенные пояса и их фрагменты: АР – Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ – Бурей-Цзямусинский в составе Бурейского (БЦБ), Малохинганского (БЦМ), Ханкайского (БЦХ), МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ЮМ – Южно-Монгольский.

получен общий возрастной интервал их формирования (219–185 млн лет), соответствующий позднему триасу–ранней юре [18, 19, 22].

Полученных данных недостаточно, чтобы поставить под сомнение правомерность выделения позднепалеозойского этапа интрузивного магматизма в пределах Малохинганского террейна, но они могут свидетельствовать о том, что эти интрузии, вероятно, имеют меньшее распространение, чем это показано на геологических картах последнего поколения [9]. В то же время, необходимо принимать во внимание, что на поздний палеозой приходится один из кардинальных этапов формирования Централь-

Азиатского складчатого пояса [5, 6, 15] и, в этой связи, изучение геологических комплексов указанного возрастного уровня в пределах континентальных массивов, входящих в структуру указанного пояса, представляет значительный интерес.

Результаты геохронологических исследований последних лет указывают на то, что позднепалеозойские интрузии широко представлены в строении Аргунского террейна [10, 17 и др.], единичные позднепалеозойские датировки установлены для гранитоидных массивов Бурейского (Туранского) [22] и китайской части Малохинганского террейнов [39]. Однако в пределах российской части последнего не существует

геохронологических данных, характеризующих позднепалеозойские интрузивные образования. Исключение составляют габброиды Карагайского массива, ранее [9] ошибочно относимые к раннепалеозойским биробиджанскому или карагайскому [14] комплексам, для которых нами установлен позднeperмский возраст. Эти результаты были анонсированы в [2] и здесь представлены в развернутом виде.

Объектом исследования является Карагайский массив габброидов, расположенный в северной части Малохинганского террейна (рис. 1) в бассейне реки Кульдур (левый приток р. Бира). Этот массив площадью около 100 км² имеет замысловатую форму, вытянутую в северо-восточном направлении (рис. 2),

сложен преимущественно габбро, лейкогаббро. Первоначально он рассматривался в качестве петротипического для условно раннепалеозойского карагайского (см. обзор в [14]) комплекса, позднее слагающие его габброиды отнесены в качестве первой фазы в состав раннепалеозойского биробиджанского габбро-гранитного комплекса [9]. С юга и юго-востока габброиды Карагайского массива имеют тектонический контакт с кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями хинганской серии, а в северной, северо-западной, западной частях они прорваны более поздними гранитоидами. Центральная часть массива в значительной степени перекрыта покровом раннемеловых вулканитов (рис. 2).

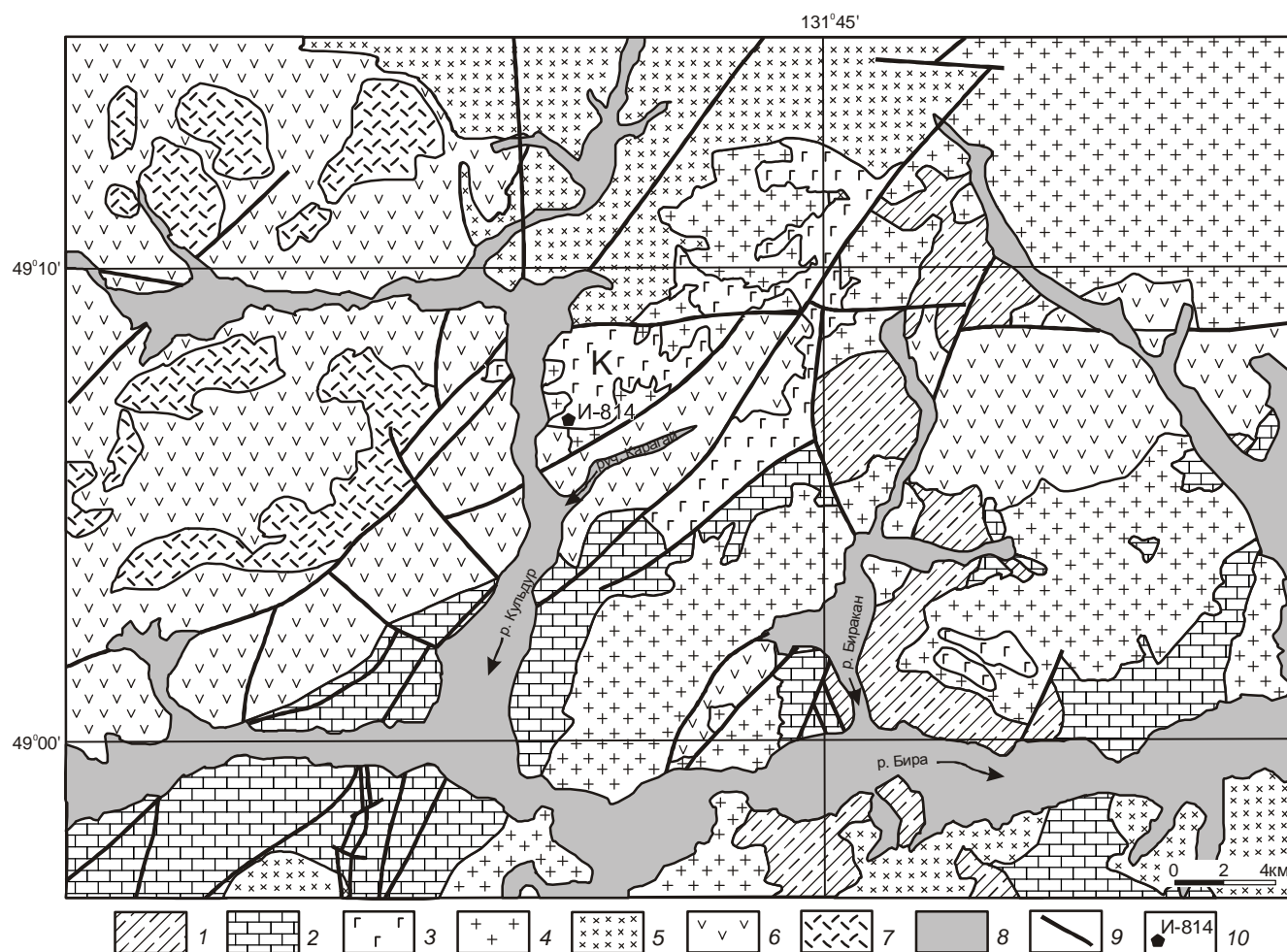


Рис. 2. Геологическая схема северной части Малохинганского террейна. Составлена по [9].

1–2 – образования хинганской серии: 1 – условно рифейские песчаники, алевролиты, доломиты, известняки, 2 – нижнекембрийские доломиты, известняки, алевролиты, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, фтаниты, яшмовидные кремнистые породы с прослоями гематитовых, магнетит-гематитовых руд, доломитовых и фосфорит-доломитовых брекчий, туфы риолитов; 3–4 – породы, относимые к раннепалеозойскому биробиджанскому комплексу: 3 – габбро, лейкогаббро, 4 – граниты; 5 – гранитоиды, относимые к условно позднепалеозойскому тырмо-буреинскому комплексу; 6 – раннемеловые андезиты, андезибазальты, их лавобрекчий и туфы, туффиты, риолиты и их туфы; 7 – позднемеловые субвулканические: риолиты, риодациты, дациты, субщелочные гранит-порфиры, игнимбриты трахириодацитов; 8 – кайнозойские рыхлые отложения; 9 – тектонические нарушения; 10 – место отбора образца для геохронологических исследований.

Буквой К обозначен Карагайский массив.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследования химического состава пород проводились с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики Е.В. Ушакова, А.А. Зеневич) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск, аналитики Д.В. Авдеев, А.В. Штарева, Л.С. Боковенко, А.Ю. Лушникова, В.Е. Зазулина).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи 1050–1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 3–10 %.

U-Pb геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выбранные кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [27]. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного трассера ²⁰⁸Pb+²³⁵U, 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 изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982, равное 0.12±0.04 %. Ошибки в U-Pb отношениях составляли 0.7–0.5 %. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [28] и “ISOPLOT” [29]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант

распада урана [35]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [34]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Минералого-петрографические исследования выполнены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением методов оптической и электронной микроскопии (аналитик В.И. Рождествина). Определение состава минералов и исследования фазовой неоднородности выполнены с использованием растрового электронного микроскопа JSM 6390LV JEOL (Япония), оснащенного системой микроанализа Oxford INCA Energy 350 – Wave (Англия) с дисперсией по энергии и длине волны. Расчет составов минералов проведен при помощи интегрированной программы “Incapture Eхреport” (автор Канакин С.В.).

Минералого-геохимические особенности пород массива

Габбро и лейкогаббро, доминирующие в составе Карагайского массива, представлены средне- и крупнозернистыми разновидностями, сложенными плагиоклазом An₉₀₋₉₂ (40–80 %), клинопироксеном (15–35 %), амфиболом (до 10 %). Характерной особенностью структуры пород является отчетливый идиоморфизм плагиоклаза относительно пироксена и первично магматической роговой обманки, которые замещаются более поздним вторичным амфиболом, затем хлоритом.

Клинопироксен представлен высококальциевыми разновидностями с высоким содержанием волластонитового минала (Wo₄₈₋₅₁En₃₃₋₃₉Fs₁₁₋₁₆), по составу соответствующими диопсиду-салиту, реже авгиту (Wo₂₂₋₃₅En₄₆₋₄₇Fs₁₈₋₃₃). Первичный амфибол по своему составу отвечает магнезиальной роговой обманке, вторичный – актинолиту.

По соотношению основных петрогенных компонентов (SiO₂ = 44–51 %, K₂O = 0.3–1.9 %, K₂O+Na₂O = 1.2–4.6 %, FeO*/MgO = 0.9–2.2) породы Карагайского массива соответствуют низкокальциевой известково-щелочной серии, что полностью соответствует их минералогическому составу. Следует также отметить низкие концентрации в породах TiO₂ < 1.4 %, высокие Al₂O₃ > 15 % (табл. 1).

Распределение редкоземельных элементов в габбро и лейкогаббро исследуемого массива умеренно дифференцировано ([La/Yb]_n = 3.1–6.9) и различается лишь уровнем концентраций (рис. 3). При этом положительная европиевая аномалия свойственна не только лейкократовым (Eu/Eu* = 1.2–1.5), но и большинству образцов обычных габбро (Eu/Eu* = 1.2–1.4). Из графиков нормированных концентраций микро-

Таблица 1. Химические составы габброидов Малохинганского террейна.

| Образец | И-812 | И-813 | И-814 | С-1175 | С-1175-1 | С-1175-2 | С-1175-3 | С-1175-4 | С-1175-5 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| SiO ₂ | 44.06 | 44.55 | 44.72 | 48.24 | 47.54 | 51.40 | 51.36 | 49.72 | 47.58 |
| TiO ₂ | 0.19 | 0.26 | 0.37 | 1.39 | 1.16 | 1.30 | 0.81 | 0.71 | 1.27 |
| Al ₂ O ₃ | 26.84 | 24.94 | 26.85 | 15.89 | 18.16 | 18.28 | 14.69 | 17.78 | 17.32 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.42 | 7.57 | 5.85 | 10.59 | 9.39 | 4.02 | 8.70 | 8.99 | 10.97 |
| MnO | 0.09 | 0.12 | 0.10 | 0.18 | 0.16 | 0.08 | 0.19 | 0.13 | 0.15 |
| MgO | 5.03 | 5.47 | 4.42 | 4.92 | 5.08 | 4.34 | 7.20 | 5.67 | 4.93 |
| CaO | 14.94 | 14.70 | 14.72 | 13.50 | 12.98 | 15.15 | 10.49 | 11.57 | 11.29 |
| Na ₂ O | 0.86 | 0.90 | 1.05 | 2.85 | 2.71 | 3.36 | 2.68 | 2.19 | 3.01 |
| K ₂ O | 0.31 | 0.25 | 0.38 | 0.61 | 0.61 | 0.31 | 1.94 | 1.34 | 1.12 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.35 | 0.13 | 0.20 | 0.09 | 0.11 | 0.24 |
| ппп | 2.40 | 1.40 | 1.63 | 1.22 | 1.67 | 1.24 | 1.50 | 1.44 | 1.64 |
| Сумма | 100.27 | 100.29 | 100.21 | 99.74 | 99.61 | 99.69 | 99.65 | 99.65 | 99.51 |
| Cs | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 4 | 6 | 3 |
| Rb | 14 | 14 | 10 | 17 | 22 | 16 | 77 | 92 | 40 |
| Sr | 558 | 565 | 572 | 676 | 788 | 842 | 561 | 745 | 696 |
| Ba | 98 | 74 | 82 | 135 | 170 | 115 | 424 | 815 | 318 |
| Ga | 18.6 | 18.1 | 17.6 | 19.4 | 18.6 | 19.7 | 17.1 | 16.8 | 21.3 |
| La | 4.43 | 3.90 | 4.23 | 20.90 | 13.11 | 17.67 | 16.11 | 9.73 | 17.60 |
| Ce | 9.84 | 8.07 | 8.64 | 46.59 | 28.71 | 37.10 | 42.55 | 20.39 | 36.86 |
| Pr | 1.30 | 1.01 | 1.04 | 5.74 | 3.67 | 4.44 | 5.88 | 2.49 | 4.53 |
| Nd | 6.03 | 4.71 | 4.43 | 23.94 | 15.09 | 17.79 | 24.62 | 10.38 | 18.23 |
| Sm | 1.37 | 1.05 | 0.94 | 5.06 | 3.40 | 3.79 | 5.50 | 2.36 | 3.75 |
| Eu | 0.58 | 0.54 | 0.51 | 1.69 | 1.42 | 1.32 | 1.22 | 1.06 | 1.68 |
| Gd | 1.62 | 1.26 | 1.14 | 5.67 | 4.07 | 4.31 | 6.15 | 2.86 | 4.18 |
| Tb | 0.23 | 0.18 | 0.16 | 0.77 | 0.60 | 0.63 | 0.94 | 0.42 | 0.58 |
| Dy | 1.47 | 1.16 | 1.02 | 4.42 | 3.69 | 3.76 | 5.67 | 2.53 | 3.26 |
| Ho | 0.29 | 0.23 | 0.20 | 0.88 | 0.77 | 0.77 | 1.18 | 0.51 | 0.65 |
| Er | 0.89 | 0.70 | 0.62 | 2.52 | 2.27 | 2.29 | 3.54 | 1.48 | 1.88 |
| Tm | 0.12 | 0.09 | 0.09 | 0.35 | 0.33 | 0.34 | 0.53 | 0.21 | 0.27 |
| Yb | 0.83 | 0.64 | 0.61 | 2.31 | 2.15 | 2.30 | 3.52 | 1.45 | 1.72 |
| Lu | 0.12 | 0.10 | 0.09 | 0.33 | 0.33 | 0.35 | 0.51 | 0.22 | 0.27 |
| Y | 6.8 | 5.3 | 4.6 | 23.6 | 20.1 | 20.8 | 32.3 | 13.6 | 17.6 |
| Th | 1.13 | 1.08 | 1.51 | 2.52 | 2.88 | 2.96 | 3.08 | 2.18 | 3.20 |
| U | 0.29 | 0.29 | 0.30 | 0.83 | 0.94 | 0.73 | 0.62 | 0.70 | 0.78 |
| Zr | 33 | 30 | 36 | 114 | 87 | 102 | 73 | 93 | 159 |
| Hf | 0.39 | 0.42 | 0.45 | 0.63 | 0.68 | 0.69 | 0.68 | 0.43 | 0.58 |
| Nb | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 9.5 | 4.7 | 9.7 | 7.2 | 3.4 | 7.2 |
| Ta | 0.14 | 0.11 | 0.10 | 0.58 | 0.23 | 0.55 | 0.44 | 0.24 | 0.32 |
| Pb | 4 | 4 | 3 | 17 | 19 | 33 | 19 | 7 | 15 |
| Zn | 44 | 53 | 57 | 84 | 67 | 37 | 147 | 75 | 91 |
| Co | 24 | 27 | 32 | 20 | 21 | 12 | 21 | 27 | 23 |
| Ni | 41 | 42 | 44 | 26 | 10 | 20 | 42 | 38 | 23 |
| Sc | 17 | 15 | 18 | 19 | 23 | 13 | 31 | 18 | 15 |
| V | 140 | 122 | 120 | 110 | 117 | 100 | 229 | 93 | 107 |
| Cr | 35 | 45 | 59 | 228 | 51 | 64 | 436 | 123 | 101 |

Примечание. 1–3 – лейкогаббро, 4–9 – габбро. Основные петрогенные компоненты приведены в масс.%, элементы-примеси – в г/т.

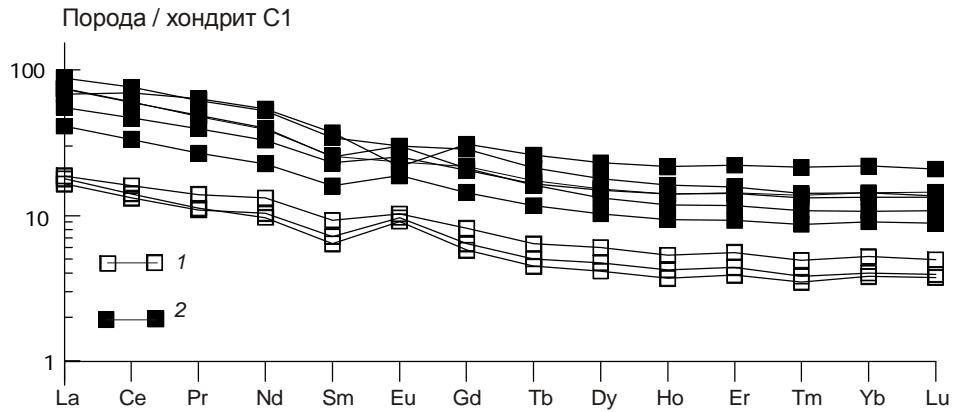


Рис. 3. Графики распределения редкоземельных элементов в габброидах Карагайского массива. Использован состав хондрита C1 по [30].
1 – лейкогаббро, 2 – габбро.

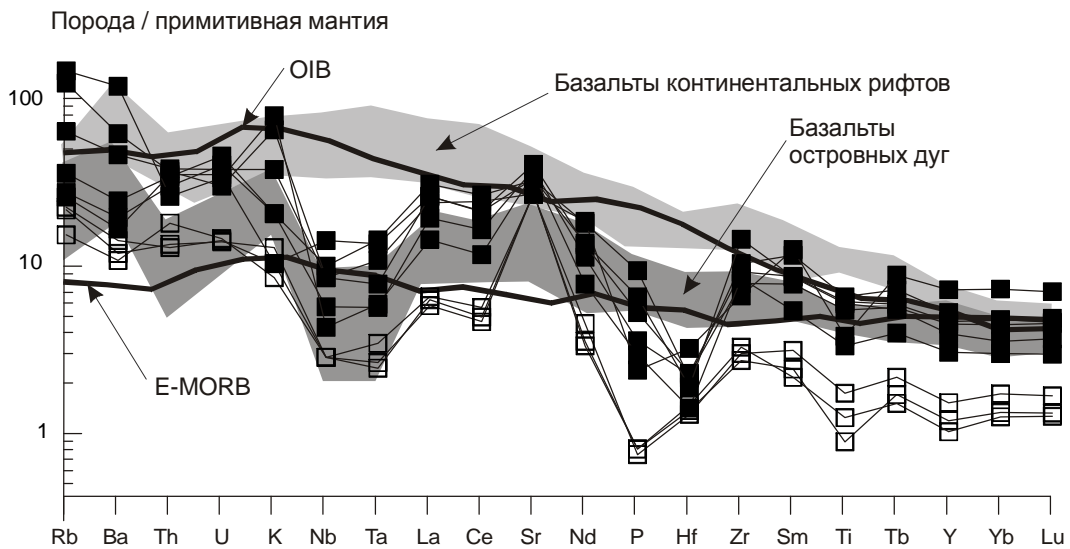


Рис. 4. Графики распределения микроэлементов в габброидах Карагайского массива. Используются составы примитивной мантии, E-MORB, OIB по [36]. Поля составов базальтов островных дуг и континентальных рифтов – по данным С.Д. Великославинского [4].

Условные обозначения на рис. 3.

элементов (рис. 4) следует, что составы габброидов отчетливо обогащены Rb, Ba, Th, U, K, Sr, LREE, при относительном дефиците Nb, Ta, Hf, при этом уровень содержаний большинства микроэлементов находится между таковыми в базальтах таких геохимических типов, как E-MORB и OIB.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований (U-Pb метод) использован образец лейкократового габбро (обр. И-814), отобранный в западной части Карагайского массива (рис. 2). Циркон, выделенный из этого

образца, представлен, в основном, обломками кристаллов призматической формы коричневого цвета, размером от 200 μm до 50 μm (рис. 5). Основными элементами огранки в целых зернах являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Поверхность граней кристаллов ровная, ребра четкие, в режиме катодлюминесценции отчетливо проявлена тонкая осцилляционная зональность (рис. 5 VII–XII).

Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы пять навесок прозрачных кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций +200 μm , -200+150 μm , -150+75 μm , -125+75 μm и +150 μm (табл. 2). Фигуративная точка изотопного со-

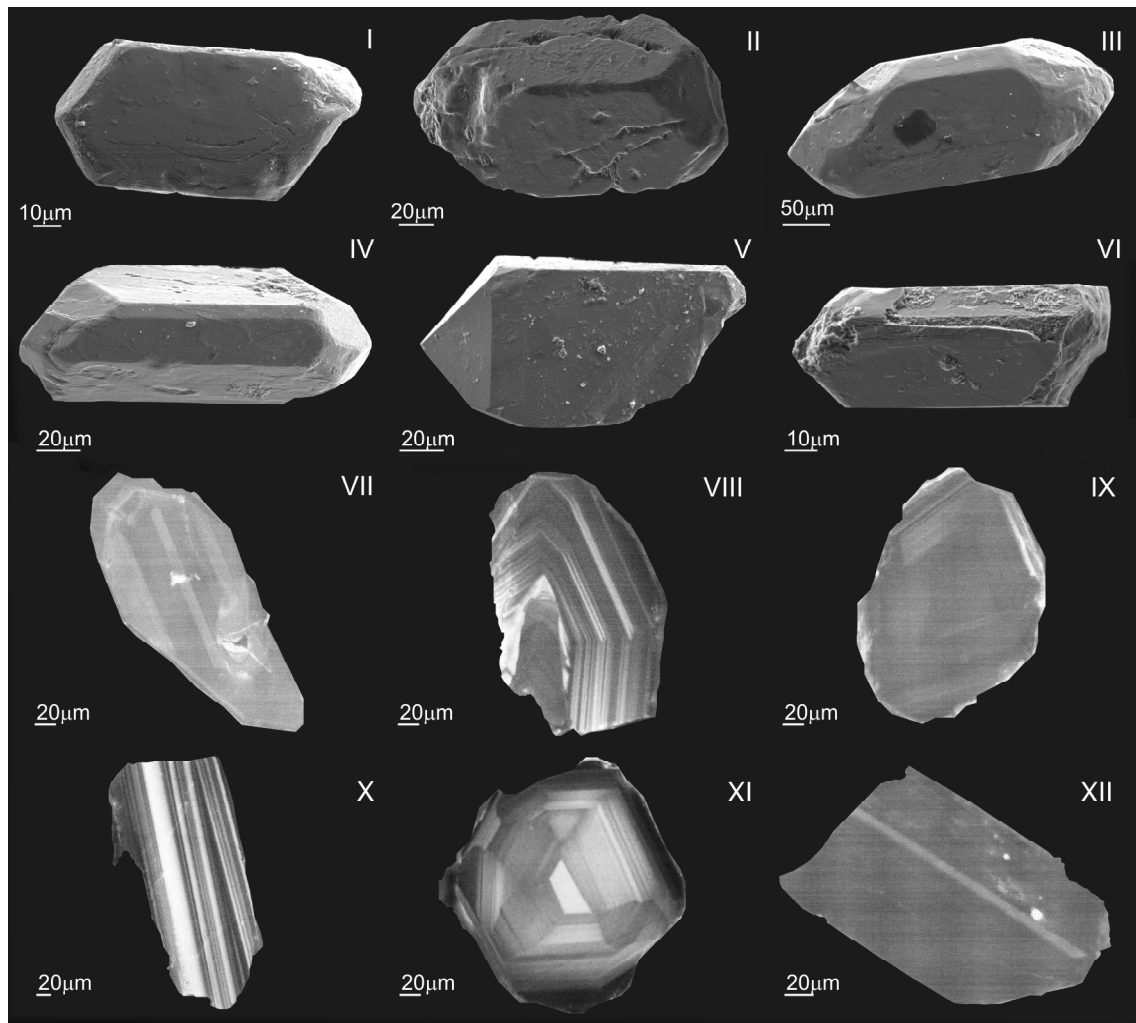


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из лейкогаббро Карагайского массива (обр. И-814), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режимах вторичных электронов (I–VI) и катодолуминесценции (VII–XII).

става циркона одной из фракций располагается на конкордии, остальные четыре – вблизи нее, находясь в пределах аналитической ошибки по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в интервале по от 256.3 млн лет до 256.7 млн лет (рис. 6, табл. 2). Дискордия, проведенная через все пять точек, образует пересечение с конкордией в значении, соответствующем 256.6 ± 1.2 млн лет ($\text{СКВО} = 0.106$), что в пределах погрешности соответствует возрасту конкордантной фракции по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 256.7 ± 0.5 млн лет. Морфологические особенности циркона, наличие тонкой осцилляторной зональности позволяют сделать вывод об его магматическом происхождении. В этой связи в качестве оценки возраста кристаллизации расплава, родоначального для лейкогаббро Карагайского массива, нами принимается округленное значение, полученное для конкордантной фракции циркона 257 ± 1 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований установлен возраст габброидов Карагайского массива 257 ± 1 млн лет, в стратиграфической шкале соответствующий поздней перми. Полученные результаты свидетельствуют о том, что изучаемые породы имеют не раннепалеозойский, как было принято считать ранее [9], а позднепалеозойский возраст.

В рамках предыдущих исследований [3, 12] геохронологическими методами было показано участие раннепалеозойских габброидов в строении Малохинганского террейна, и полученные оценки возраста для Карагайского массива являются первыми изотопными свидетельствами проявления позднепалеозойского габброидного магматизма в пределах этого террейна. Здесь же следует отметить, что, по существующим представлениям [7, 9], значительная

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из лейкогаббро Карагайского массива (обр. И-814).

| № обр./ № фракции | Размер фракции, $\mu\text{м}$, навеска, мг | Содержание, мкг/г | | Изотопные отношения | | | | | | Rho | | | Возраст, млн лет | | |
|----------------------|---|-------------------|-------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|--|
| | | Pb | U | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | |
| И-814/1 | -200+150, 1.5 | 31.0 | 713.7 | 2774 | 0.05748±6 | 0.1868±1 | 0.04059±12 | 0.2928±18 | 0.53 | 256.5±0.8 | 260.8±1.6 | 299±13 | | | |
| И-814/2 | -125+75, 2.4 | 30.4 | 679.8 | 1520 | 0.06148±30 | 0.2064±8 | 0.04062±7 | 0.2909±26 | 0.34 | 256.7±0.4 | 259.3±2.3 | 283±20 | | | |
| И-814/3 | -150+75, 1.3 | 37.2 | 771.4 | 460 | 0.08377±4 | 0.2517±2 | 0.04055±7 | 0.2914±17 | 0.42 | 256.3±0.4 | 259.7±1.6 | 290±14 | | | |
| И-814/4 | +200, 2.5 | 35.0 | 811.2 | 3435 | 0.05608±6 | 0.1765±2 | 0.04057±12 | 0.2903±12 | 0.74 | 256.4±0.8 | 258.8±1.0 | 281±7 | | | |
| И-814/5 | +150, 3.2 | 29.2 | 675.1 | 1988 | 0.05866±5 | 0.1706±2 | 0.04062±8 | 0.2878±14 | 0.45 | 256.7±0.5 | 256.8±1.3 | 258±10 | | | |

Примечание. * – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

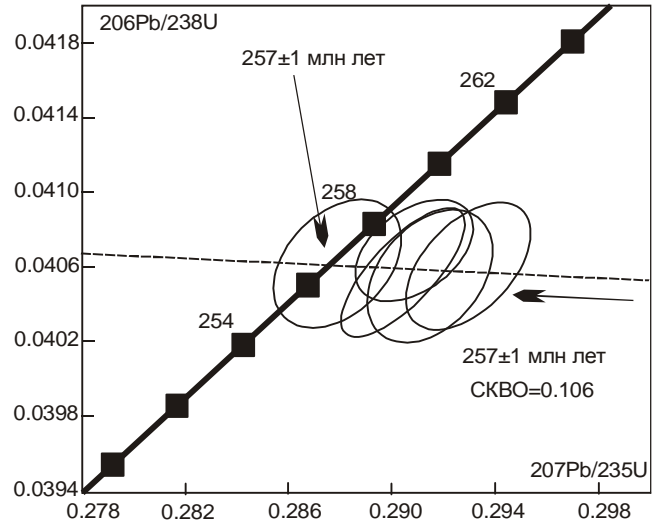


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогаббро Карагайского массива (обр. И-814).

часть Малохинганского террейна сложена условно позднепалеозойскими гранитоидами тырмо-буреинского комплекса. В этой связи было бы логичным предположить, что исследованные габброиды могут представлять собой начальные фазы указанного комплекса. Однако в последние годы показано, что типичные массивы, относимые к тырмо-буреинскому комплексу, имеют не позднепалеозойский, а позднетриасово-раннеюрский возраст [18, 19]. Тем не менее, в последние годы на территории Китая в строении Малохинганского террейна установлены массивы гранитоидов с возрастными интервалами 270–254 млн лет [39], свидетельствующие о проявлении магматической активности в позднепалеозойской истории рассматриваемого террейна, которая связывается со “сборкой” мелких континентальных массивов, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами.

Полученные в рамках данного исследования результаты свидетельствуют о необходимости корректировки такой интерпретации. В первую очередь необходимо отметить, что габброиды не являются характерными породами зон коллизий (см. обзор в [1]). Кроме того, если вернуться к геохимическим особенностям габброидов Карагайского массива, то следует заметить, они в значительной степени обладают признаками надсубдукционного происхождения. В частности, графики распределения микроэлементов в габбро характеризуются типичными максимумами Rb, Ba, Th, U, K, Sr, La, Ce и минимумами Nb, Ta, Hf, что определяет их близость с составами базальтов островных дуг (рис. 4). К ана-

логичному выводу приводят другие дискриминационные диаграммы, некоторые из которых приведены на рис. 7.

В пользу формирования габброидов Карагайского массива над зоной субдукции свидетельствуют также их минералогические особенности – присутствие первично магматической магнезиальной роговой обманки и клинопироксенов, по составу отвечающих диопсид-салитам, авгитам, что типично для базальтов и габброидов островных дуг [24]. Кроме того, клинопироксены исследуемого массива по соотношению MnO, TiO₂, Na₂O отвечают таковым в вулканитах островных дуг (рис. 8).

Высокая основность полевых шпатов, слагающих габброиды Карагайского массива, позволяет

предполагать, что их образование происходило при низкobarической кристаллизации (0.5–3 кбар) мафических расплавов при значительном содержании в расплаве воды [25]. Это согласуется с наличием в породах первично магматического амфибола, указывающего на высокую фугитивность кислорода при кристаллизации расплава, что свойственно процессам, происходящим в зоне субдукции.

Таким образом, минералогические и геохимические особенности пород позднепалеозойского Карагайского массива Малохинганского террейна указывают на то, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их формирования является островная дуга или активная континентальная окраина. Ранее аналогичная интерпретация была предложена

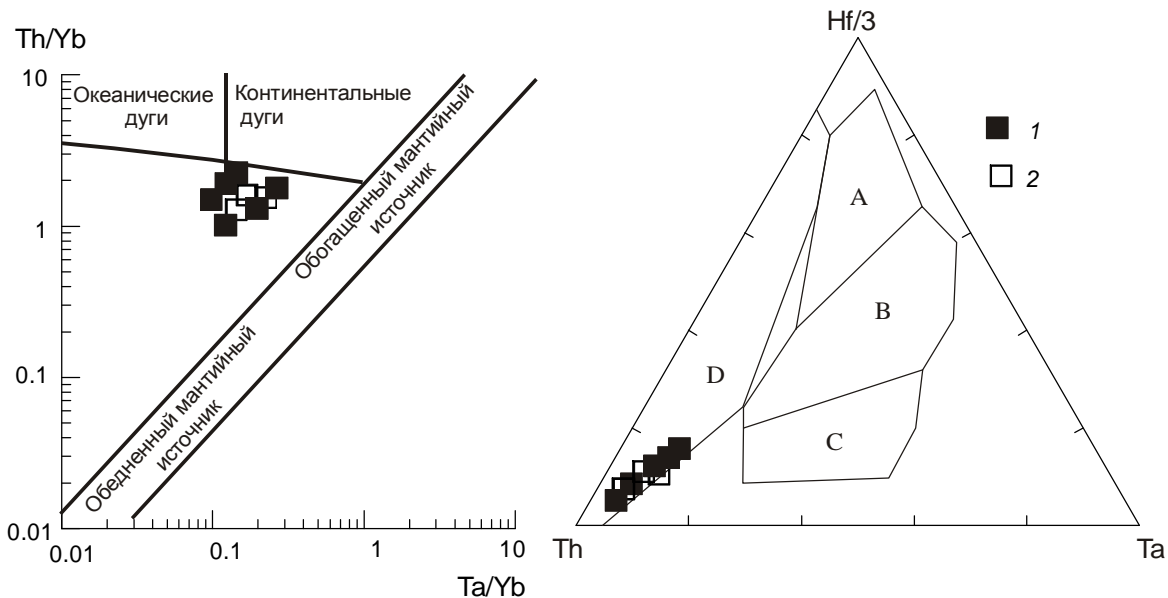


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы для габброидов Карагайского массива Ta/Yb–Th/Yb, по [33], и Th–Hf–Ta, по [38].

Поля составов: А – N-тип MORB, В – E-тип MORB, С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг. 1 – габбро, 2 – лейкогабро.

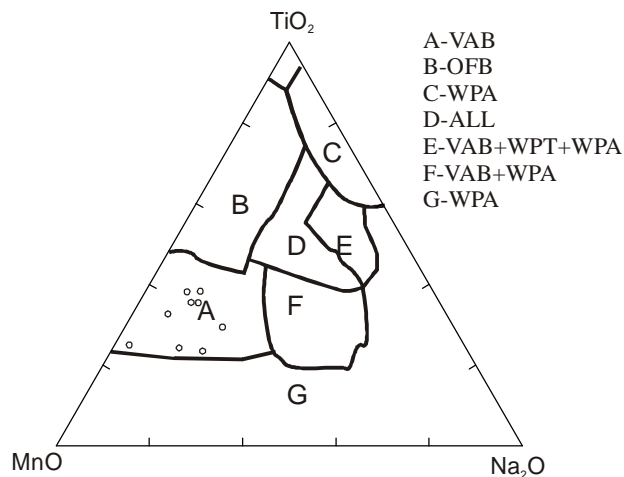


Рис. 8. Дискриминационная диаграмма MnO – TiO₂ – Na₂O для клинопироксенов из габброидов Карагайского массива по [32].

Поля составов клинопироксенов из базальтов: А – вулканических дуг (VAB); В – океанского дна (OFB); С – океанических внутриплитных щелочных (WPA); D – поле перекрытия составов пироксенов из всех типов базальтов (ALL); совмещенные поля составов пироксенитов из базальтов: E – вулканических дуг (VAB), внутриплитных толеитовых (WPT), океанических внутриплитных щелочных (WPA), F – вулканических дуг (VAB), континентальных внутриплитных щелочных (WPA), G – WPA.

для позднепалеозойского преимущественно гранитоидного магматизма Аргунского [10, 17 и др.] и Буреинского [22] террейнов.

Палеомагнитные данные для континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, позволяющие определить их палеопозицию в позднем палеозое, весьма скудны [6, 8, 13, 23, 26]. В то же время, на основании геологических данных предполагается [15], что в это время Малохинганский террейн, совместно с другими террейнами восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Аргунским, Буреинским), был отделен от Сино-Корейского кратона Солонкерским океаном, а от южной окраины Сибирского кратона – Монголо-Охотским океаном, следы которых в виде одноименных сутурных зон хорошо отражены в современной структуре региона (рис. 1). Кроме того, в ряде работ [31, 39, 40 и др.] приводятся данные, указывающие на то, что в позднем палеозое оставались открытыми целая серия океанических бассейнов, отделявших эти континентальные массивы друг от друга. С учетом этих данных, а также полученных в рамках настоящего исследования материалов, можно предположить, что формирование позднепалеозойских габброидов Карагайского массива связано с заключительными этапами субдукционных процессов, предшествовавших коллизии, амальгамации террейнов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Авторы выражают искреннюю признательность академику В.В. Ярмолуку за дискуссию, критический анализ рукописи и конструктивные замечания.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (проект 12-I-0-ОНЗ-09), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее”.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
2. Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 220–224.
3. Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст и тектоническая позиция раннепалеозойских габброидов Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 4. С. 428–432.
4. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Изох А.Э. Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 834–850.
5. Владимирова А.Г., Балыкин П.А., Ань Ф.Л. и др. Габбро-гранитный массив Кхаокуэ-Тамтао (Северный Вьетнам) – петрологический индикатор Эмешаньского плюма // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 5. С. 69–92.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
7. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
8. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.
9. Добкин С.Н., Новосёлов Б.А., Бородин А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Буреинская. Лист М-52-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 183 с.
10. Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеудинского гранитного баголита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2003. № 3. С. 408–424.
11. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
12. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН. 2009. Т. 424, №5. С. 644–647.
13. Кравчинский В.А., Сорокин А.А. Палеомагнетизм палеозойских отложений Ольдойского прогиба // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 6. С. 789–793.
14. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.
15. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
16. Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплекс схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.
17. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 654–670.
18. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности массива раннепалеозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 55–66.
19. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция //

- Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 717–728.
20. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 228–232.
 21. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, геохронология, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.
 22. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннемезозойский магматизм Буреинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Докл. РАН. 2013. (в печати).
 23. Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г. и др. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 21–31.
 24. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.
 25. Arculus R.J., Wills K.J.A. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc // Journ. Petrol. 1980. N 21. P. 743–799.
 26. Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments of southern margin of Mongol-Okhotsk ocean, Far East of Russia // Journ. Geoph. Res. Solid Earth. 2002. V. 107, N B-10. P. 1–22.
 27. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
 28. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
 29. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. N 1a. 49 p.
 30. McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253.
 31. Miao L.C., Fan W.M., Liu D.N et al. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late-stage evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling orogenic belt, China // Journ. Asian Earth Sci. 2008. V. 32. P. 348–370.
 32. Nisbet E.G., Pearce J. A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 149–160.
 33. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich / Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Sci. Publ., 1983. P. 230–249.
 34. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
 35. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet Sci. Lett. 1976. V. 36, N 2. P. 359–362.
 36. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basin // Geol. Soc. Sp. Pub. N 42. Blackwell Scientific Publ. 1989. P. 313–346.
 37. Wilde S.A., Wu F.Y., Zhang X. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. 2003. V. 122. P. 311–327.
 38. Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.
 39. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journ. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.
 40. Zhou J.B., Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Belt // Gondwana Res. 2012. doi: 10.1016/j.gr.2012.05.012.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

I.V. Buchko, A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov

Late Paleozoic gabbroids of the Lesser Khingan terrane (eastern Central Asian fold belt): age, geochemistry, and tectonic position

The papers considers the results of mineralogical, geochemical, and geochronological studies of the leucogabbroids of the Karagai massif located in the vicinity of the Lesser Khingan superterrane, Central Asian fold belt. The main features of rock-forming gabbroid minerals are high calcium content of clinopyroxene, corresponding in composition to diopside-sahlite ($Wo_{48-51}En_{33-39}Fs_{11-16}$) or augite ($Wo_{22-35}En_{46-47}Fs_{18-33}$), high basicity of plagioclase (An_{90-92}), and the presence of primarily magmatic magnesium amphibole. The age of the massif is 257 ± 1 Ma as established by U-Pb zircon dating. The matter composition of gabbroids evidences that they were most probably formed in the island arc or active continental margin geodynamic settings. Taken into account existing geodynamic reconstructions and data obtained within the framework of the present study, it should be suggested that the formation of Late Paleozoic gabbroids of the Karagai massif is related with the final stages of subduction processes which preceded terrane accretion of the eastern part of the Central Asian fold belt.

Key words: gabbro, Late Paleozoic, geodynamics, Lesser Khingan terrane, Central Asian fold belt.