

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГАББРОИДОВ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

*Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (проекты 09-1-ОНЗ-09, 09-11-СО-08-007).*

Представлены результаты минералогических и геохимических исследований Карагайского массива, в строении которого доминируют лейкократовые габбро, сложенные умеренно магниальным клинопироксеном ( $\#Mg = 45-68$ ) в сочетании с плагиоклазом высокой основности ( $Al_{90-92}$ ), относимые к бибриджанскому комплексу Малохинганского террейна. Это позволяет предполагать образование базитов в результате низкобарической кристаллизации (0,5–3 кбар) мафических расплавов при значительном содержании в расплаве воды, что свойственно субдукционным обстановкам. Этот вывод подтверждает и наличие первично магматического амфибола, что обусловлено значительной фугитивностью кислорода при формировании исходных расплавов. Геохимическими особенностями габброидов является высокая глиноземистость на фоне низкой титанистости и малых концентраций  $P_2O_5$ ,  $K_2O$ , характер распределения REE и малых элементов с отчетливыми минимумами Nb, Ta и соотношениями Ta/Yb–Th/Yb, что сближает их с породами зон субдукций и свидетельствует об образовании лейкогаббро Карагайского массива в обстановке активной континентальной окраины.

**Ключевые слова:** габброиды; минералогия; геохимия; Малохинганский террейн; Центрально-Азиатский складчатый пояс.

Малохинганский (Цзямусинский) террейн является одним из основных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В схемах тектонического районирования [1, 2] он рассматривается в качестве составной части Буреинско-Цзямусинского (или Бурей-Цзямуси-Ханкайского) супертеррейна. В последние годы показано, что формирование протолитов «фундамента» террейна произошло в позднем протерозое или раннем палеозое. При этом наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским [3–5], а с палеозойским этапом геологической истории [6–8]. Условно докембрийские и раннепалеозойские отложения прорваны интрузиями, относимыми к раннепалеозойскому бибриджанскому, позднепалеозойскому тырмо-буреинскому, пермо-триасовому харинскому комплексам, и перекрыты широким спектром поздне-мезозойских образований [4]. Согласно проведенным в последние годы геохронологическим исследованиям раннепалеозойский этап магматической активности, проявленный в пределах Малохинганского террейна, приходится на ранний и средний ордовик [9, 10]. В то же время для гранитоидов тырмо-буреинского и харинского комплексов возрастная интервал их формирования оценивается в 219–185 млн лет, что соответствует позднему триасу – ранней юре [11, 12].

Сведения о существовании позднепалеозойского этапа магматической активности в пределах Малохинганского террейна, на который приходится один из кардинальных этапов формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса [1], крайне ограничены. В этой связи изучение геологических комплексов указанного возрастного уровня, входящих в структуру указанного пояса, представляет значительный интерес.

В данной статье представлены результаты минералогических и геохимических исследований лейкогабброидов Малохинганского террейна, относимых по существующим представлениям [4] к бибриджанскому комплексу (рис. 1).

**Аналитические методы.** Исследования химического состава пород проводились с использованием мето-

дов РФА (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики А.А. Зеневич, Е.В. Ушакова) 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, Hf, Nb, Ta, Sc) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск, аналитики А.В. Штарева, Л.С. Боковенко). Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100°C. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре S4 Pionter, BRUKER AXS (Германия). 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%. Петрографические особенности пород исследовались методами оптической и электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа. Оптическое изучение проведено с помощью микроскопа LEIKA DM 2500 P. Фотографии шлифов и аншлифов выполнены камерой LW 1335°C. Определение состава порообразующих минералов и исследования фазовой микронеоднородности выполнены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск). Работы проводились 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. Для обеспечения стока заряда на поверхность шлифов и аншлифов методом термического распыления в вакууме наносился углерод. Изображения получены в отраженных электронах,

формирующих контраст от разности в среднем атомном номере минеральных фаз. Микронзондовый анализ химического состава минералов выполнен с применением энергодисперсионного спектрометра. Параметры зонда при съемке – 20 keV, 67 мА. Накопления спектров с экспозицией 60 с, количественная оптимизация выполнена на Со. Пересчет на окислы проведен с применением интегрированной программы количественного анализа «Incapture Export» (автор С.В. Канакин).

### Краткая геологическая и петрографическая характеристика объекта исследования

В строении Малохинганского террейна участвуют разновозрастные интрузивные образования, относимые к различным комплексам. В частности, габброиды, в рамках существующих геологических представлений [3, 4], слагают основную часть раннедокембрийского амурского комплекса, первые фазы раннепалеозойского биробиджанского и позднепалеозойского (?) тырмобуреинского комплексов. В последние годы показано, что габброиды амурского комплекса, прорывающие породы одноименной серии и совместно с ними участвующие в структурно-метаморфических преобразованиях в условиях амфиболитовой фации, имеют раннепалеозойский (486±18 млн лет) возраст [7]. По данным авторов, возраст исследуемых габброидов Карагайского массива, традиционно относимых к биробиджанскому комплексу [3, 4], составляет 256±4 млн лет [13, 14], что моложе ранне-среднеордовикских гранитоидов биробиджанского комплекса [9, 10].

Собственно Карагайский массив площадью около 15 км<sup>2</sup> слагают мелкозернистые габбро и лейкогаббро. Габброиды представлены клинопироксеном (10–15%) с размером зерен до 0,8 мм, лейстами полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза (80–90%) величиной до 1,2 мм и амфиболом (5–10%), который занимает интерстиции между выделениями салических минералов. Следует отметить, что амфибол может пойкилитово включать корродированные вторичными минералами кристаллы клинопироксена (рис. 2). В шлифах наблюдается отчетливый идиоморфизм плагиоклаза относительно пироксена и первично магматической роговой обманки, которые замещаются более поздним вторичным амфиболом, а затем и хлоритом.

Основными темноцветными минералами лейкогаббро являются клинопироксен, по составу отвечающий от диоксида-салита по [15] с высоким содержанием волластонитового минала (Wo<sub>48-51</sub>En<sub>33-39</sub>Fs<sub>11-16</sub>) до авгита (Wo<sub>22-35</sub>En<sub>46-47</sub>Fs<sub>18-33</sub>) (табл. 1), и первично магматическая магнезиальная роговая обманка. Кроме первичного амфибола в габброидах присутствует вторичный. Характерной особенностью описываемых пород является состав основного плагиоклаза, соответствующего по химическому составу анортиту An<sub>90-92</sub> (табл. 2).

Все амфиболы из лейкогаббро по классификации [16] относятся к Са-амфиболам (Са<sub>В</sub>>1,50). При этом первично магматические минералы относятся к магнезиальной роговой обманке и эдениту, а вторичные представлены актинолитом (табл. 3). Самые молодые преобразования пород выразились в замещении хлоритом ранее образованных силикатов.

Таблица 1

Химические составы пироксенов из лейкогабброидов Малохинганского террейна, мас. %

Образец	I-812	I-812	I-812	I-812	I-812	I-812	I-813(10)	I-813	I-813(3)	I-813	I-813	I-813(9)	I-813
	Салит					Диопсид		Суб Кальц. авгит	Диопсид				Авгит
SiO <sub>2</sub>	52,71	53,76	54,68	54,92	55,28	54,9	53,16	53,78	53,82	53,98	54,32	54,57	54,66
TiO <sub>2</sub>	0,45	0	0,2	0	0	0,1	0,64	0,15	0,58	0,62	0,53	0,26	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	0,49	0,59	0,15	0,28	0,72	2,57	4,61	1,97	2,34	1,93	1,61	3,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0,11	0,00	0,02	0,10	0	0,01	0
FeO	9,3	8,16	6,7	6,39	7,53	9,69	7,81	16,97	7,93	8,57	8,67	9,16	10,09
MnO	0,37	0,22	0,37	0,23	0,25	0,27	0,29	0,68	0,31	0,36	0,28	0,27	0,27
MgO	11,23	12,01	13,58	13,68	13,27	12,27	13,93	13,81	12,93	12,85	13,43	13,55	15,11
CaO	23,6	23,52	24,99	24,47	24,57	22,83	21,07	9,23	22,97	22,70	22,11	20,83	15,84
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,15	0	0,09	0	0,18	0,18	0,40	0,19	0,18	0,11	0,21	0,32
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0,04	0,14	0,10	0	0	0,05	0
Сумма	98,49	98,31	101,11	99,93	101,18	100,96	99,81	99,77	100,81	101,70	101,38	100,51	100,14
Al <sup>IV</sup>	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0,01	0	0	0
Al <sup>VI</sup>	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,09	0,21	0,08	0,09	0,08	0,07	0,15
Enst	33	36	38	39	38	36	41	46	38	38	39	40	47
Fslt	16	14	11	11	12	16	14	33	14	15	15	16	18
Woll	50	50	51	50	50	48	45	22	48	48	46	44	35
#Mg	55	60	67	68	64	56	65	45	62	60	61	60	60

Примечание. Цифры в скобках – количество анализов.

Таблица 2

Химические составы полевых шпатов из лейкогаббро Малохинганского террейна, мас. %

Образец	I-812 (5)	I-812 (3)	I-812 (2)	I-813 (19)	I-813 (5)	I-813 (7)	I-813 (10)
SiO <sub>2</sub>	45,62	46,50	46,96	47,52	48,05	47,15	47,12
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,96	33,45	34,79	33,58	30,97	33,40	33,49
FeO	0,03	0,03	0,08	0,06	0,17	0,09	0,07
MnO	0,02	0	0,04	0,02	0,02	0,02	0
MgO	0,01	0	0,04	0,04	0,01	0,07	0,03

Образец	I-812 (5)	I-812 (3)	I-812 (2)	I-813 (19)	I-813 (5)	I-813 (7)	I-813 (10)
CaO	18,01	18,05	18,73	18,47	16,70	18,21	18,56
BaO	0,08	0,21	0,19	0	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	1,02	1,14	0,84	1,13	0,98	1,12	1,04
K <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,03	0,06	0,08	0,06	0,03
Сумма	97,82	99,44	101,69	100,92	97,00	100,14	100,38
albite	9	10	7	10	10	10	9
anortite	91	90	92	90	90	90	91
kfs	0	0	0	0	0	0	0

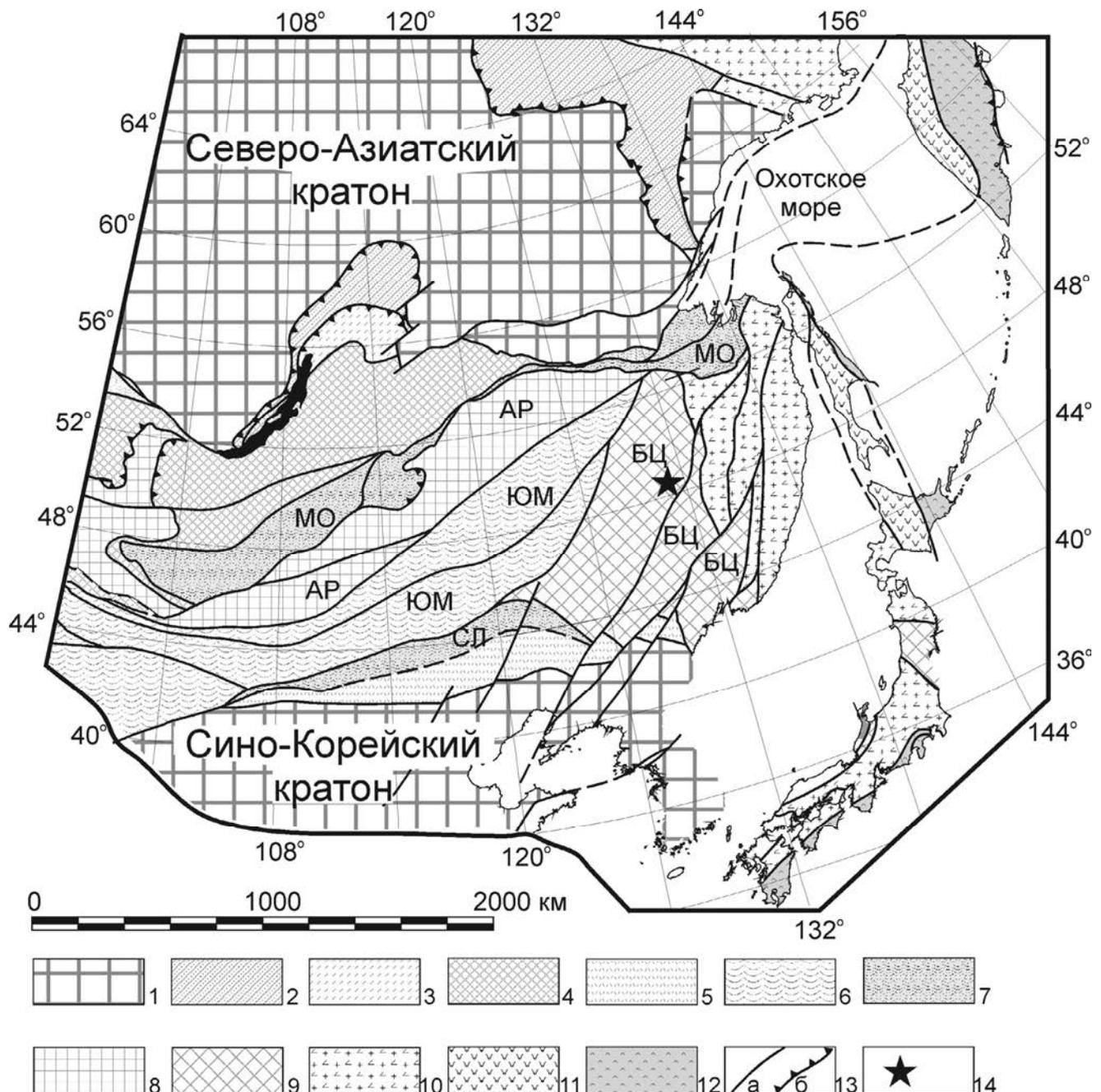


Рис. 1. Положение объекта исследования в геологических структурах восточной окраины Евразии.

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, б – с пологим падением; 14 – район исследования. Аббревиатурой показаны названия орогенных поясов и их фрагментов: АР – Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ – Буря-Цзямусинский в составе: Бурейнского (БЦБ), Малохинганского (БЦМ), Ханкайского (БЦХ), МО – Монголо-Охотский, СД – Солонкерский, ЮМ – Южно-Монгольский

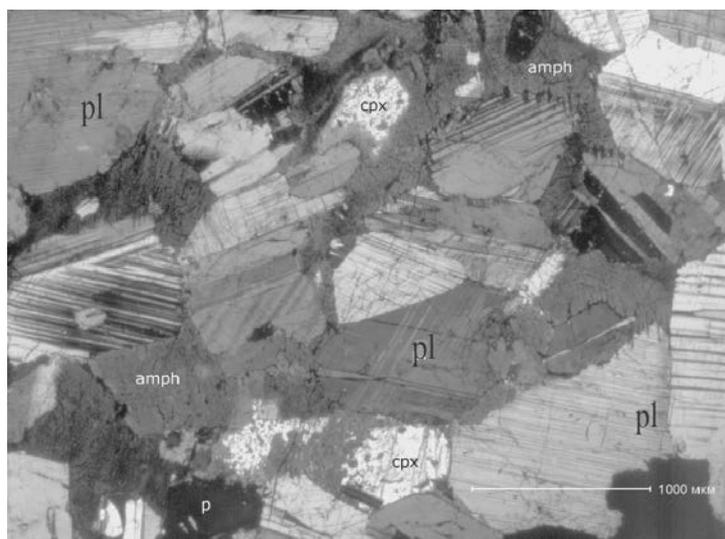


Рис. 2. Фото шлифа лейкогаббро Карагайского массива: crx – клинопироксен; amph – амфибол; pl – плагиоклаз; p – поря выкрашивания

Таблица 3

Представительные химические составы амфиболов из лейкогаббро Малохинганского террейна, мас. %

Образец	I-812	I-812	I-813	I-813	I-813	I-813	I-813	I-813	I-813	I-813
	Актинолит		Эденит	Магнезиальная роговая обманка						Актинолит
SiO <sub>2</sub>	52,88	53,01	51,84	47,22	51,30	51,92	51,99	52,44	53,31	51,30
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,50	0,28	0,23	0,33	0,28	0,22	0,38	0,25	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,99	4,84	6,61	7,26	6,35	6,52	6,31	6,25	5,69	6,35
FeO	13,77	13,69	15,46	23,52	15,23	16,33	15,34	15,66	12,25	15,14
MnO	0,26	0,30	0,30	0,37	0,44	0,39	0,37	0,43	0,18	0,26
MgO	13,52	14,16	12,55	6,72	12,65	12,93	12,44	12,80	13,73	12,72
CaO	12,28	12,41	11,73	12,17	11,46	11,43	11,61	11,42	12,84	11,95
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,22	0,63	0,81	0,58	0,70	0,73	0,62	0,61	0,82
K <sub>2</sub> O	0,28	0,06	0,28	0,66	0,33	0,22	0,17	0,17	0,20	0,35
Сумма	100,21	99,19	99,68	98,96	98,67	100,72	99,18	100,17	99,06	99,31
P1, кбар	1	0	1	2	1	1	1	1	1	1
P2, кбар	1	0	2	2	1	1	1	1	1	1
T, °C	930	490	1160	1280	1080	1060	1100	1040	890	900
f	36	35	41	66	40	42	41	41	33	40

Примечание. Использованы геобарометры: P1 – [17]; P2 – [18].

**Основные особенности состава минералов и закономерности их изменения**

*Клинопироксен.* Состав клинопироксена в лейкогаббро Карагайского массива широко варьирует от диопсида-салита (Wo<sub>48-51</sub>En<sub>33-39</sub>Fs<sub>11-16</sub>) до авгита и его субкальциевой разновидности (Wo<sub>22-35</sub>En<sub>46-47</sub>Fs<sub>18-33</sub>). При этом для минералов с содержанием MgO более 14% с уменьшением этого компонента отмечается снижение количеств SiO<sub>2</sub>, FeO при незначительном повышении CaO и практически постоянных Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> (см. табл. 1). В то же время для клинопироксенов, в которых содержание MgO не превышает 14%, с его уменьшением повышаются SiO<sub>2</sub>, FeO и CaO, значительно снижается количество глинозема. Вышеприведенные закономерности свойственны для эволюции составов пироксенов при кристаллизации гибридных расплавов [19]. Характерной чертой для клинопироксенов из лейкогаббро является примесь трехоксида хрома до 0,11%.

Другими химическими особенностями состава клинопироксенов являются их низкая магнезиальность (#Mg = MgO\*100%/(MgO+FeO\*)), незначительные содержания Al<sup>VI</sup> и TiO<sub>2</sub>. Следует отметить, что значения #Mg находятся в пределах 45–68%. При этом макси-

мальные количества описываемого параметра установлены для салитов, а минимальные – для субкальциевых авгитов (см. табл. 1). Что касается Al<sup>VI</sup>, то по результатам исследований [20] такие значения описываемого параметра свойственны минералам, образовавшимся при невысоких давлениях.

*Полевые шпаты.* Анализ химических составов плагиоклазов (табл. 2) позволяет констатировать, что содержание в них анортитовой составляющей не опускается ниже 75. Это обусловлено максимальными содержаниями в описываемых минералах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO при минимальных количествах щелочей – Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O и умеренных FeO\*. В кристаллах с минимальным содержанием SiO<sub>2</sub> и анортитовой компоненты установлена незначительная примесь BaO. Исследование закономерностей изменения химического состава полевых шпатов показало увеличение содержания SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и уменьшение CaO при снижении количества Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 2).

*Амфибол.* Первично магматические амфиболы из лейкогаббро по классификации [16] относятся к магнезиальной роговой обманке и эдениту, а вторичные представлены актинолитом (табл. 3). По содержаниям основных петрогенных компонентов описываемые ми-

нералы характеризуются минимальными содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  при максимальных количествах  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$  и умеренных  $\text{Na}_2\text{O}$  (см. табл. 3). В целом для амфиболов из всех рассматриваемых групп пород характерно закономерное снижение содержаний  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и увеличение  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  при снижении  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (табл. 3).

*Акцессорные минералы.* Акцессорные минералы, присутствующие в лейкогаббро в виде частиц микронного и субмикронного размера, представлены галени-том, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, титаномагнетитом, магнетитом, цирконом, алланитом, торие-нитом, спорадически отмечается самородное высокопробное золото. Сульфидные минералы наблюдаются в виде микрокристаллов и ксеноморфных частиц. Титановые минералы преимущественно формируют тонкие вкрапления в породообразующих минералах в виде структур распада твердых растворов. Магнетит имеет две морфологические модификации: кристаллические многогранники и сфериды с проявленной микро-структурой. Алланит – минерал группы эпидота, со-держаний богатую ассоциацию цериевых земель Ce (La, Nd, Pr), Sm, Eu с примесями Th и U, содержит включения ториянита. Большинство алланитов хорошо окристаллизованы, однако встречаются отдельные индивиды, находящиеся в метамиктном состоянии. Микровключения ториянита также установлены в цирконе и межкристаллитных пространствах пироксенов. В последнем случае микроструктура ториянита характери-зуется ультрадисперсным состоянием. Самородное золото имеет губчатое рыхлое строение.

### Краткие петрохимические особенности пород

Основными петрогеохимическими особенностями габброидов, слагающих Карагайский массив, явля-ются нормальная щелочность, низкие содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и высокие  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (табл. 4). Относи-тельно низкие содержания в них  $\text{MgO}$  до 8% сбли-жают их с базитами зон субдукции. Анализируя гео-химические характеристики габброидов, нельзя не отметить их двойственность. Так, типичными для данных пород являются: умеренное обогащение LREE ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3,6\text{--}4,7$ ), Rb (10–14 ppm), Ba (74–98 ppm), Sr (558–572 ppm), Th (1,1–1,5 ppm), отчет-ливо проявленная положительная аномалия европия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,2\text{--}1,5$ ), что свойственно производным обогащенных базальтов. В то же время деплетирова-ние в отношении Nb (1 ppm), Ta (0,10–0,14 ppm), Hf (0,4 ppm), Zr (8–11 ppm) свидетельствует об участии при генерации исходных расплавов субдукционной компоненты. На спайдерграммах, отражающих со-держания малых элементов, нормированных к при-митивной мантии, фиксируются положительные аномалии Rb, Ba, Th, U, K, LREE, Sr и отрицатель-ные аномалии Nb, Ta, Hf и Zr (рис. 3, А, Б) [14], что характерно для базитов зон субдукции.

Давление при кристаллизации лейкогаббро Кара-гайского массива, оцененное по [17, 18], составляет для эденита около 2 кбар, для магнезиальной роговой обманки 3–4 кбар, а для актинолита около 1 кбар. Температура кристаллизации сосуществующих пи-роксена и амфибола, рассчитанная по [24], составляет

1040–1740°C. В то же время температура метаморфи-ческих преобразований пород составляет 490–930°C по [25, 26].

### Обсуждение результатов

Возраст габброидов Карагайского массива со-ставляет  $256 \pm 4$  млн лет [13, 14]. Это является пер-вым геохронологическим свидетельством позднепа-леозинского интрузивного магматизма в пределах Малохинганского террейна и позволяет рассматри-вать их как «реперный» объект для геодинамических реконструкций.

Результаты минералогических исследований пока-зали, что первичные минералы, слагающие лейкогаб-бро Карагайского массива, представлены клинопи-роксеном, от диопсида-салита с высокими содержа-ниями волластонитового минала до авгита, плагиокла-зом с высокими An и магнезиальной роговой обман-кой, иногда с чермакитовым компонентом и эдени-том. Диопсиды с аналогичными составами установле-ны в габброидах Gorrindge banka в Северной Атлан-тике, образовавшихся на начальных стадиях рифтоге-неза [27]. В авгитах из лейкогаббро установлены мак-симальные содержания CaO, что позволяет предпола-гать их кристаллизацию либо из щелочных базальто-идных магм [28], что маловероятно, либо из поздних, обогащенных Fe дифференциатов толеитовых распла-вов [29, 30]. При этом примесь трехоксида хрома до 0,11% может указывать на незначительное участие при магмогенерации мантийного источника, а низкие количества  $\text{Al}^{\text{VI}}$  свидетельствуют о низких давлениях при кристаллизации магматического расплава. По содержанию петрогенных компонентов клинопи-роксены наиболее близки к аналогам из базальтов вулканических дуг (рис. 4, А).

Низкая магнезиальность клинопироксена на фоне сосуществующего с ним плагиоклаза с высокими со-держаниями An компоненты объясняется появлением последнего на ликвидусе до клинопироксена. Прове-денные опыты показывают более медленное фракцио-нирование Mg/Fe относительно Ca/Na в магме, что приводит к образованию недеплетированного в отно-шении Ca авгита [32]. По этому параметру сосущест-вующие пары клинопироксен – плагиоклаз макси-мально близки аналогам из Антильской островной дуги (рис. 4, Б) [32]. При этом высокая основность полевых шпатов позволяет предполагать их образование при низкобарической кристаллизации (0,5–3 кбар) мафиче-ских расплавов при значительном содержании в рас-плаве воды [33], содержание которой в расплаве долж-но быть не менее 6% [34].

О присутствии в исходном магматическом расплаве воды свидетельствует и наличие первично магматиче-ского амфибола, что характерно для высокой фугитив-ности кислорода при кристаллизации расплава и свой-ственно субдукционной обстановке.

Таким образом, результаты минералогических ис-следований позволяют предполагать наиболее вероят-ной геодинамической обстановкой формирования лей-когаббро – обстановку активной континентальной окраины.

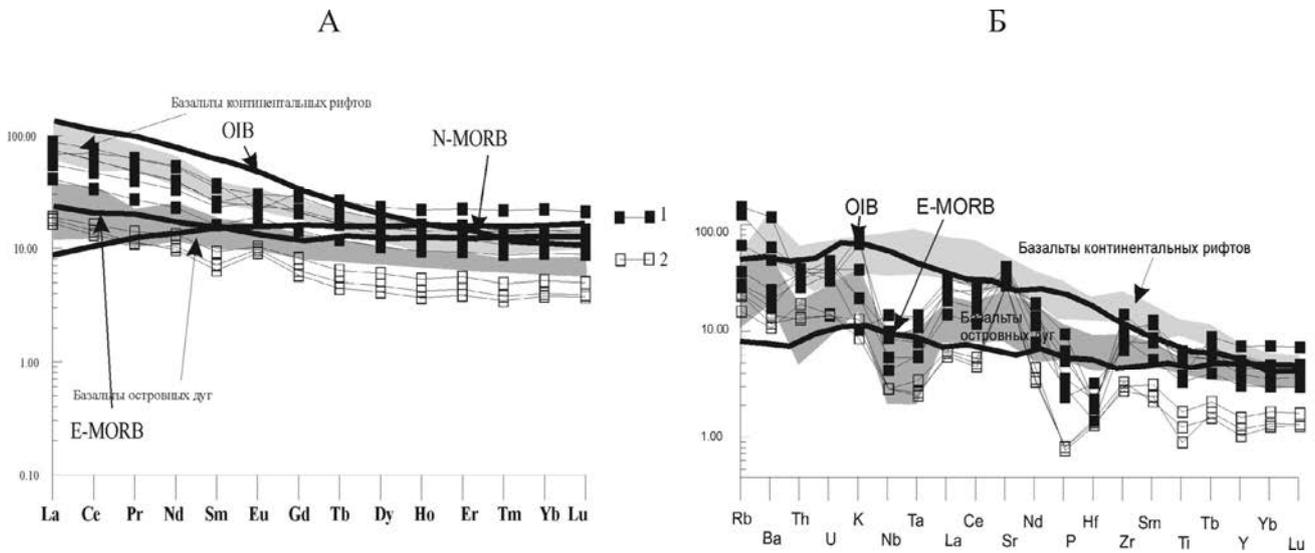


Рис. 3. А – нормированные по хондриту C1 [21] спектры распределения редкоземельных элементов, Б – нормированные по примитивной мантии [22] спектры распределения микроэлементов в лейкогаббро Карагайского массива. Поля составов типичных базальтов островных дуг и континентальных рифтов по [23]. Условные обозначения: 1 – габбро; 2 – лейкогаббро

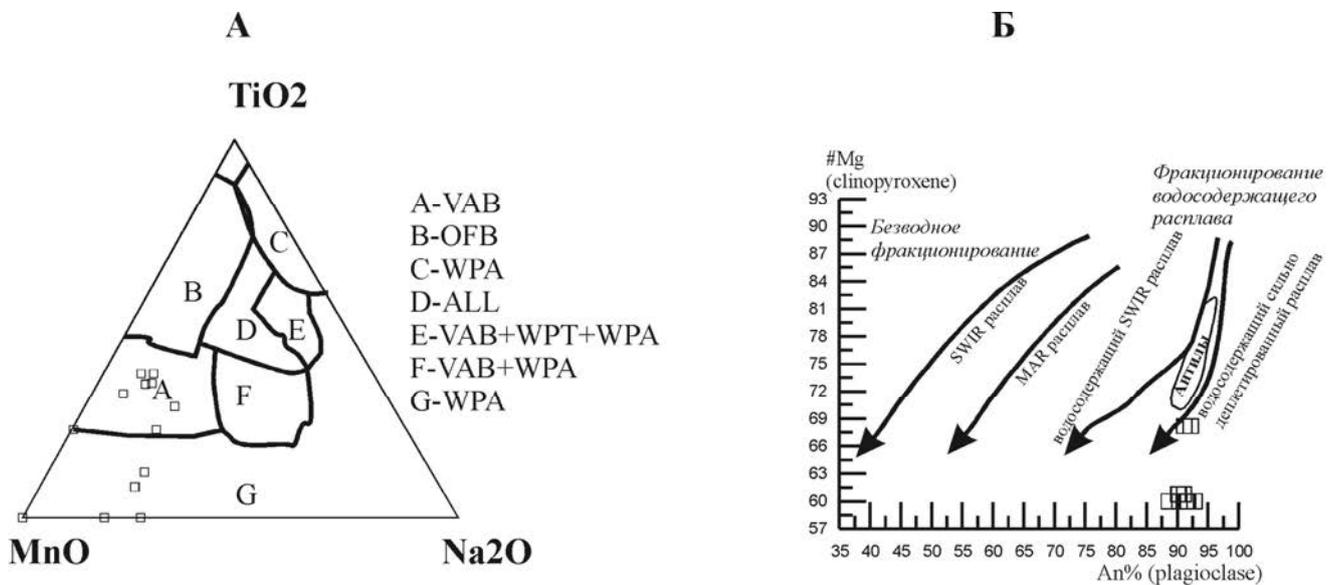


Рис. 4. А – состав клинопироксенов из различных разновидностей базитов по [31]: VAB – базальты вулканических дуг, OFB – базальты океанического ложа, VPT – внутриплитные толеиты, WPA – внутриплитные щелочные базальты; Б – содержание An компоненты в плагиоклазах #Mg клинопироксенов. Модели для фракционирования безводного и водосодержащего расплавог обогащенного (SWIR) и деплетированного (MAR) источника по [23]

Химические составы габброидов Малохинганского террейна

Таблица 4

Образец	I-812	I-813	I-814	C-1175	C-1175-1	C-1175-2	C-1175-3	C-1175-4	C-1175-5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	44,06	44,55	44,72	48,24	47,54	51,40	51,36	49,72	47,58
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,26	0,37	1,39	1,16	1,30	0,81	0,71	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,84	24,94	26,85	15,89	18,16	18,28	14,69	17,78	17,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0,86	0,90	1,05	2,85	2,71	3,36	2,68	2,19	3,01
K <sub>2</sub> O	0,31	0,25	0,38	0,61	0,61	0,31	1,94	1,34	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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
Rb	14	14	10	17	22	16	77	92	40

Образец	I-812	I-813	I-814	C-1175	C-1175-1	C-1175-2	C-1175-3	C-1175-4	C-1175-5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>Sr</b>	558	565	572	676	788	842	561	745	696
<b>Ba</b>	98	74	82	135	170	115	424	815	318
<b>La</b>	4,43	3,90	4,23	20,90	13,11	17,67	16,11	9,73	17,60
<b>Ce</b>	9,84	8,07	8,64	46,59	28,71	37,10	42,55	20,39	36,86
<b>Pr</b>	1,30	1,01	1,04	5,74	3,67	4,44	5,88	2,49	4,53
<b>Nd</b>	6,03	4,71	4,43	23,94	15,09	17,79	24,62	10,38	18,23
<b>Sm</b>	1,37	1,05	0,94	5,06	3,40	3,79	5,50	2,36	3,75
<b>Eu</b>	0,58	0,54	0,51	1,69	1,42	1,32	1,22	1,06	1,68
<b>Gd</b>	1,62	1,26	1,14	5,67	4,07	4,31	6,15	2,86	4,18
<b>Tb</b>	0,23	0,18	0,16	0,77	0,60	0,63	0,94	0,42	0,58
<b>Dy</b>	1,47	1,16	1,02	4,42	3,69	3,76	5,67	2,53	3,26
<b>Ho</b>	0,29	0,23	0,20	0,88	0,77	0,77	1,18	0,51	0,65
<b>Er</b>	0,89	0,70	0,62	2,52	2,27	2,29	3,54	1,48	1,88
<b>Tm</b>	0,12	0,09	0,09	0,35	0,33	0,34	0,53	0,21	0,27
<b>Yb</b>	0,83	0,64	0,61	2,31	2,15	2,30	3,52	1,45	1,72
<b>Lu</b>	0,12	0,10	0,09	0,33	0,33	0,35	0,51	0,22	0,27
<b>Y</b>	6,8	5,3	4,6	23,6	20,1	20,8	32,3	13,6	17,6
<b>Th</b>	1,13	1,08	1,51	2,52	2,88	2,96	3,08	2,18	3,20
<b>U</b>	0,29	0,29	0,30	0,83	0,94	0,73	0,62	0,70	0,78
<b>Zr</b>	33	30	36	114	87	102	73	93	159
<b>Hf</b>	0,39	0,42	0,45	0,63	0,68	0,69	0,68	0,43	0,58
<b>Nb</b>	2,0	2,0	2,0	9,5	4,7	9,7	7,2	3,4	7,2
<b>Ta</b>	0,14	0,11	0,10	0,58	0,23	0,55	0,44	0,24	0,32
<b>Ni</b>	41	42	44	26	10	20	42	38	23
<b>Sc</b>	17	15	18	19	23	13	31	18	15
<b>V</b>	140	122	120	110	117	100	229	93	107
<b>Cr</b>	35	45	59	228	51	64	436	123	101

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

Высокая глиноземистость на фоне низкой титанистости и малых концентраций  $P_2O_5$  и  $K_2O$  в лейкогаббро Карагайского массива в наибольшей степени свойственны породам, сформировавшимся в зонах субдукции. Аналогичные выводы можно сделать и при анализе распределения в них REE, которое соответствует таковому в базальтах островных дуг (рис. 3, А). Несмотря на то что нормированные относительно примитивной мантии содержания малых элементов в лейкогаббро более свойственны островодужным образованиям, что наглядно отражено в левой части спектрограммы (область Rb–Nd, рис. 3, Б), от последних они отличаются значительно более низкими концентрациями Hf, Zr, Y и HREE. Эти особенности могут быть обусловлены присутствием в источнике амфибола или Ti-содержащих оксидных фаз.

Следует отметить, что относительно высокие содержания Rb, Ba, Th, U и K (табл. 4) позволяют предполагать участие при формировании родоначальных

расплавов обогащенного источника, в то время как низкие Nb, Ta – присутствие вещества литосферной мантии и коры. Двойственность геохимических характеристик хорошо проявлена и по соотношениям Zr/Y–Nb/Y, которые близки к таковым в породах, образовавшихся при участии обогащенного источника, а отношения Ta/Yb–Th/Yb совпадают с таковыми из базисов зон субдукции.

Таким образом, на основании полученных минералого-геохимических данных, а также существующих моделей формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса можно предположить, что формирование позднелазейских габброидов Карагайского массива, которые по своим минералогическим и геохимическим особенностям обладают признаками субдукционного происхождения, связано с обстановкой активной континентальной окраины перед «сборкой» составных частей Бурей-Цзямусинского супертеррейна в единый континентальный массив.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / под ред. И.А. Ханчука. Владивосток : Дальнаука, 2006. Кн. 1, 572 с.; Кн. 2. С. 573–981.
3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Добкин С.Н., Новосёлов Б.А., Бородин А.М., и др. 2-е изд. Сер. Бурейнская. Лист М-52-XXX. СПб. : ВСЕГЕИ, 1999. 183 с.
5. Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск : Дальгеология, 1994.
6. 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 // Доклады Академии наук. 2009 а. Т. 428, № 5. С. 637–640.
7. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннелазейский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009 б. Т. 424, № 5. С. 644–647.
8. 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 Research. 2003. Vol. 122. P. 311–327.

9. *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2010 б. Т. 431, № 2. С. 228–232.
10. *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.
11. *Сорокин А.А., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. и др.* Геохронология триасово-юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // Доклады Академии наук. 2004. Т. 399, № 2. С. 227–231.
12. *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Гранитоиды тырмо-бурейнского комплекса северной части Бурейско-Цямузинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010а. Т. 51, № 5. С. 717–728.
13. *Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440, № 2. С. 220–224.
14. *Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна (Восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса): геохронология, геохимия, тектоническая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2012. В печати.
15. *Morimoto N.* Nomenclature of pyroxenes // Mineralogy and Petrology. 1988. № 66. P. 237–252.
16. *Leake E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.
17. *Hammarstrom J.M., Zen E.-An.* Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, № 11/12. P. 1297–1313.
18. *Schmidt M.W.* Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C, 3.5–13.0 kbar. // Terra abstracts. 1991. Vol. 3, № 1. P. 30.
19. *Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В. и др.* Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология. 2005. Т. 13, № 2. С. 115–138.
20. *Nimis P.* Clinopyroxene geobarometers for magmatic systems. SpxBar – Excel version by 2000.
21. *McDonough W., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120, is. 3–4. P. 223–253.
22. *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. № 42. Blackwell Scientific Publ. 1989. P. 313–346.
23. *Великoslavинский С.Д., Глебовицкий В.А.* Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Доклады Академии наук. 2005. Т. 401. С. 1–4.
24. *Plyusnina L.P.* Experimental study on metabasite equilibria, geothermometry // Experiment in the solution of topical problems in geology. M.: Nauka, 1986. P. 174–183. (in Russian)
25. *Blundy J.D., Holland T.J.B.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104, № 2. P. 208–224.
26. *Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T.* Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1982. Vol. 7, № 3. P. 181–196.
27. *Schärer U., Girardeau J., Cornen G. et al.* 138–121Ma asthenospheric magmatism prior to continental break-up in the North Atlantic and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 181. P. 555–572. URL: [www.elsevier.com/locate/epsl](http://www.elsevier.com/locate/epsl)
28. *Boesen R.S.* The clinopyroxenes of a monzonitic complex at Mount Dromedary, New South Wales. // Amer. Mineral. 1964. № 49. P. 1435–1457.
29. *Brown G.M.* Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland // Mineral. Mag. 1957. № 37. P. 511–543.
30. *Vincent E.A.* Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland // I. Petrology. 1963. № 4. P. 175–197.
31. *Nisbet E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 63. P. 149–160.
32. *Kvassnes A.J.S., Strand A.H., Moen-Eikeland H. et al.* The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc. // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. № 148. P. 358–379. DOI10.1007/s00410-004-0609-8
33. *Arculus R.J., Wills K.J.A.* The petrology of plutonic blocks and inclusions from The Lesser Antilles Island Arc. // Journal of Petrology. 1980. № 21. P. 743–799.
34. *Sisson T.W., Grove T.L.* Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 113. P. 143–166.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 25 января 2013 г.