

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ МОНЦОДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО–ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НОРА-СУХОТИНСКИЙ ТЕРРЕЙН): ВОЗРАСТ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

**Ю.В. Смирнов¹, А.А. Сорокин¹, А.Б. Котов², Е.Б. Сальников^{2,3}, С.З. Яковлева²,
Б.М. Гороховский²**

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Рёлочный 1, г. Благовещенск, 675000; e-mail: sorokin@ascnet.ru

²ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург, 199034; e-mail: abkotov-spb@mail.ru

³ФГБОУВО Санкт Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Университетская наб. 7/9, г. Санкт Петербург, 199034; e-mail: atesalnikova@yandex.ru

Поступила в редакцию 26 мая 2015 г.

В статье представлены результаты U-Pb геохронологических и геохимических исследований пород монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса, которые слагают тектонический блок среди условно нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных комплексов Нора-Сухотинского террейна. Показано, что изученные породы обладают близкими петрографическими особенностями (с наличием переходных разновидностей), образуют единые тренды на петрохимических диаграммах. Все это позволяет предполагать, что они являются членами единой магматической ассоциации. Геохимические особенности монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов и, в первую очередь, обогащение их крупноионными литофильными элементами (LILE) и обеднение некоторыми высокозарядными элементами (HFSE) свидетельствуют об их сходстве с магматическими породами островных дуг. Учитывая присутствие в рассматриваемой монцодиорит-гранодиоритовой ассоциации монцонитов и кварцевых монцонитов, а также высокие концентрации в них K, Rb, Th и Pb, есть все основания полагать, что ее формирование протекало в обстановке активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги. Возраст гранодиоритов монцодиорит-гранодиоритовой ассоциации Нора-Сухотинского террейна составляет 440 ± 10 млн лет, в связи с чем можно предполагать, что они представляют собой фрагмент раннесилурийской активной континентальной окраины (или энсиалической зрелой островной дуги) в структуре северо-восточной части Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса.

Ключевые слова: монцонитоиды, островная дуга, силур, геохронология, Южно-Монгольско–Хинганский пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Южно-Монгольско–Хинганский орогенный пояс является одной из наиболее сложно построенных геологических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существующим представлениям [2, 4 и др.], этот пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья, где он «теряется» в зоне сочленения Ар-

гунского (Аргун-Идермегского) и Буреинско-Цзямусинского супертеррейнов (рис. 1).

История формирования Южно-Монгольско–Хинганского пояса рассматривалась с различных тектонических позиций [2, 4, 10, 14, 15, 21, 25, 26 и др.], однако предложенные модели являются во многом дискуссионными. В значительной степени это обусловлено отсутствием достаточного количества геохимических, геохронологических и изотопно-ге-

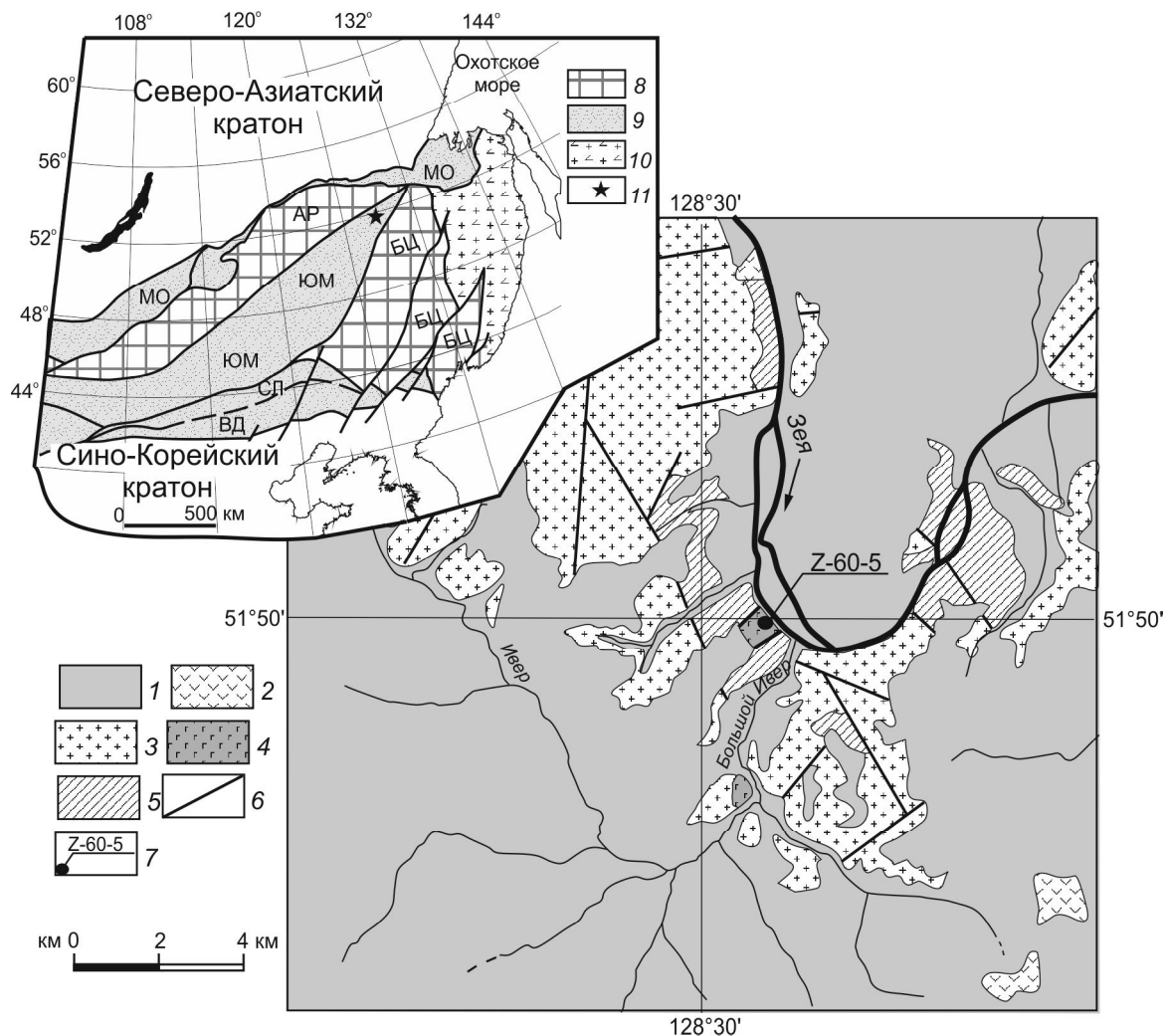


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нора-Сухотинского террейна северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса. Составлена с использованием материалов [3].

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – раннемеловые вулканические породы среднего и кислого составов; 3 – раннепалеозойские (?) граниты; 4 – раннепалеозойские (?) магматические породы монцодиорит-гранодиоритной ассоциации; 5 – раннепалеозойские (?) вулканогенно-осадочные образования неклинской и дагмарской толщ; 6 – главные разломы; 7 – место отбора пробы для U-Pb геохронологических исследований и ее номер.

На врезе показано положение изученного массива в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по [4]): 8 – континентальные массивы (супертеррейны): АР – Аргунский, БЦ – Буреинско-Цзямусинский; 9 – палеозойские-раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ – Южномонгольский, СП – Солонкерский, ВД – Вундурмиао; 10 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 11 – положение объекта исследования.

охимических данных. Существует лишь немногочисленная информация, позволяющая предполагать, что в строении Южно-Монгольско-Хинганского пояса принимают участие ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения [2, 4, 10, 14 и др.], слагающие островодужные террейны и террейны аккреционного клина. Кроме того, в последние годы в пределах этого пояса на территории северо-восточного Китая были выявлены позднеордовикские

и раннесилурийские островодужные андезиты и андезибазальты [11, 25], а также установлен позднекаменноугольный возраст габбро и мафических даек Хегеншанского офиолитового комплекса [19].

Северо-восточный фланг рассматриваемого пояса (Нора-Сухотинский террейн) представляет собой «шовную» зону, возникшую на месте океанического пространства, разделявшего в палеозое Аргунский и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны [2]. Он сложен фаунистически не охарактеризованными вулка-

ногенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона и нижнего карбона [2, 5]. На сегодняшний день для магматических комплексов Нора-Сухотинского террейна получена только одна надежная оценка возраста (455 ± 2 млн лет, U-Pb метод по циркону) – для габброамфиболитов, ассоциирующих с метабазальтами, которые по геохимическим и изотопно-геохимическим особенностям близки к толеитам внутриокеанических островных дуг.

Кроме того, в последние годы выполнены геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метавулканитов, метагабброидов и диабазов неклинской и дагмарской толщ Нора-Сухотинского террейна. Установлено, что среди базитов, участвующих в строении этого террейна, достаточно уверенно диагностируются разновидности, сопоставимые с основными породами срединно-океанических хребтов и островных дуг [7].

Важное значение для реконструкции истории геологического развития Нора-Сухотинского террейна, в частности, и Южно-Монгольско-Хинганского пояса, в целом, имеет изучение дифференцированных интрузий, пространственно ассоциирующих с палеоокеаническими образованиями и несущих информацию о возрасте и геодинамических обстановках формирования этой структуры. В настоящей статье в этом плане рассматриваются геохимические и U-Pb геохронологические данные, полученные для монцодиорит-гранодиоритового массива, расположенного в центральной части Нора-Сухотинского террейна (рис. 1). На существующих геологических картах становление этого массива относят к раннему палеозою [3].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных и малых элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом (главные элементы, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики В.И. Рождествина, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакова) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S и методом ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Cu, Zn, Sc, V, Cr, Co, Ni) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск, аналитики Л.С. Боковенко, Е.М. Голубева, А.В. Штарева) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC.

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их

сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $T = 1050\text{--}1100$ °С. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержания главных и малых элементов составила 3–10 %.

U-Pb геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей [12]. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. В некоторых случаях для удаления поверхностного загрязнения зерна циркона обрабатывались спиртом и ацетоном в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1М HNO_3 и 1М HCl в течение 20 минут на теплой плитке. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу [8, 12]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом или динамическом режимах. Для изотопных исследований использовались смешанные изотопные индикаторы ^{235}U - ^{202}Pb и ^{235}U - ^{208}Pb . Содержания U и Pb, а также U/Pb изотопные отношения определены с погрешностью 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» и «ISOPLOT» [16, 17]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [23]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [22]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МОНЦОДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТНОЙ АССОЦИАЦИИ

Наиболее представительные выходы магматических пород рассматриваемого массива расположены на правом берегу р. Зея в приустьевой части р. Большой Ивер (рис. 1), где они формируют тектонический

блок среди вулканогенно-осадочных образований условно нижнепалеозойской неклинской толщи Нора-Сухотинского террейна. Ширина это блока в береговых обнажениях составляет около 500 м.

Рассматриваемый массив сложен среднезернистыми монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами и их переходными разновидностями, которые обладают массивной или гнейсовидной текстурами и гипидиоморфнозернистой структурой. Монцодиориты и кварцевые монцодиориты состоят из плагиоклаза (андезин) (45–60 %), калиевого полевого шпата (10–15 %), роговой обманки (10–15 %), клинопироксена (5–10 %), биотита (3–5 %) и кварца (до 10 %). Гранодиориты сложены плагиоклазом (андезин-лабрадор) (25–35 %), кварцем (10–35 %), калиевым полевым шпатом (20–30 %), роговой обманкой (10–15 %) и биотитом (5–10 %). Среди аксессуарных минералов монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов преобладают магнетит, апатит и циркон.

По минералогическому составу, соотношению кремнезема и щелочей монцодиориты и кварцевые монцодиориты ($\text{SiO}_2 = 53.2\text{--}61.7\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.0\text{--}5.8\%$) относятся к породам субщелочной серии, а гранодиориты ($\text{SiO}_2 = 66.5\text{--}66.6\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.6\%$) к известково-щелочной серии (табл. 1, рис. 2). При этом от монцодиоритов к гранодиоритам наблюдается снижение концентраций K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 и увеличение отношения FeO^*/MgO (рис. 3).

Наиболее высокие концентрации REE ($\Sigma\text{REE} = 130\text{--}192$ мкг/г) и наиболее дифференцированный характер их распределения ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 5.5\text{--}12.5$), при слабо выраженной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.75\text{--}0.95$, отмечаются в монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах. Гранодиоритам свойственны меньший уровень концентраций REE ($\Sigma\text{REE} = 75\text{--}86$ мкг/г) и менее дифференцированный характер их распределения ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 4.9\text{--}7.1$) при слабо выраженной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.78\text{--}0.95$ (рис. 4).

Как следует из таблицы 1 и спайдер-диаграммы (рис. 5), магматические породы рассматриваемого массива обогащены Rb (до 74 мкг/г), Ba (до 665 мкг/г), Sr (до 1144 мкг/г), легкими РЗЭ (La до 37 мкг/г, Ce до 77 мкг/г), Th (до 9.7 мкг/г), U (до 1.3 мкг/г) и Pb (до 15 мкг/г), при относительном дефиците Nb, Ta, Ti.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для U-Pb геохронологических исследований использована проба (Z-60-5) биотит-амфиболового гранодиорита, отобранная в центральной части рассматриваемого массива. Аксессуарный циркон, выде-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов магматических пород монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

Образец/ Компоненты	Z-60	Z-60-4	Z-60-1	Z-60-2	Z-60-5	Z-60-6
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53.24	54.76	59.99	61.57	66.58	66.51
TiO ₂	1.39	1.37	1.00	0.62	0.58	0.60
Al ₂ O ₃	15.64	15.37	15.03	13.79	14.56	14.76
Fe ₂ O ₃ *	7.41	8.23	6.62	6.51	4.20	4.31
MnO	0.10	0.13	0.10	0.10	0.07	0.07
CaO	6.67	6.91	5.56	5.49	3.84	4.01
MgO	4.11	3.76	2.65	3.26	1.53	1.40
Na ₂ O	5.48	5.17	5.12	3.89	5.36	5.47
K ₂ O	2.52	1.83	1.66	1.96	1.22	1.18
P ₂ O ₅	0.68	0.48	0.36	0.18	0.15	0.16
ППП	0.52	1.09	1.25	2.01	1.64	1.24
Сумма	98.76	99.10	99.34	99.38	99.73	99.71
Li	22	15	19	17	12	9
Ga	17.63	20.36	18.72	16.92	18.71	13.92
Rb	74	44	42	55	33	35
Sr	1114	706	640	353	319	296
Cs	3.52	1.85	1.45	1.47	1.20	1.12
Ba	665	329	300	447	210	164
La	36.77	20.90	19.62	25.48	15.79	11.96
Ce	76.87	54.92	50.53	50.48	33.64	29.43
Pr	9.94	8.37	6.60	6.15	4.08	4.21
Nd	41.85	37.09	26.24	25.40	15.93	15.57
Sm	6.65	6.98	5.13	4.95	3.42	2.83
Eu	2.05	1.96	2.02	1.25	1.18	0.78
Gd	6.24	5.96	6.63	5.06	3.87	3.24
Tb	0.86	0.87	0.94	0.74	0.54	0.55
Dy	5.14	5.11	4.64	4.82	3.03	2.72
Ho	0.93	0.95	0.99	0.99	0.64	0.49
Er	2.42	2.54	3.07	2.76	1.87	1.48
Tm	0.29	0.36	0.40	0.34	0.24	0.25
Yb	1.99	2.56	2.43	2.23	1.50	1.67
Lu	0.33	0.42	0.38	0.39	0.24	0.23
Y	26	25	28	29	19	13
Nb	20	19	21	9.7	5.7	6.2
Ta	1.40	1.12	1.04	0.73	0.50	0.50
Zr	339	241	216	164	173	195
Th	3.98	2.29	1.38	9.65	4.14	4.24
U	1.31	0.90	0.58	1.05	0.28	0.22
Pb	12	14	15	12	8	9
Cu	116	136	82	94	62	63
Zn	160	193	88	151	90	115
Sc	13	17	14	17	9	7
V	126	144	92	86	56	40
Cr	19	22	36	83	64	40
Co	18	18	20	12	9	8
Ni	15	19	25	18	15	17

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас.%, малых элементов – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃; 1–2 – монцодиориты; 2–3 – кварцевые монцодиориты; 4–6 – гранодиориты.

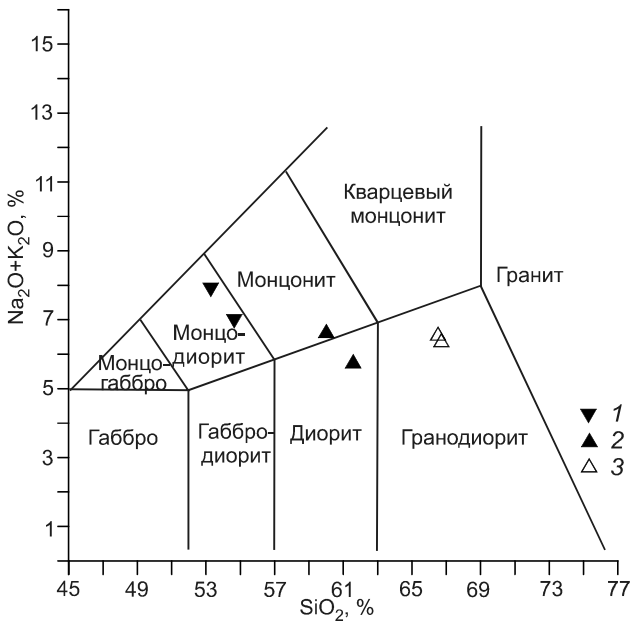


Рис. 2. Классификационная диаграмма $(K_2O+Na_2O)–SiO_2$ [13] для магматических пород монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса.

1 – монцодиориты, 2 – кварцевые монцодиориты, 3 – гранодиориты.

ленный из этой пробы, представлен прозрачными и полупрозрачными, идиоморфными и субидиоморфными, короткопризматическими и призматическими кристаллами светло-желтого цвета, ограниченными призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {112}, {211} (рис. 6, I–IV). Размер кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм, $K_{удл.} = 1.0–3.0$. Их внутреннее строение характеризуется хорошо выраженной «тонкой» зональностью (рис. 6, V–VIII).

U–Pb геохронологические исследования выполнены для шести микроаналитов наиболее прозрачных и идиоморфных зерен циркона, отобранных из размерных фракций 50–85 и 100–150 мкм (табл. 2), часть которых была предварительно подвергнута аэробразивной (№ 1, табл. 2) и кислотной (№ 6, табл. 2) обработке. Как видно на рис. 7, точки изотопного состава микроаналитов циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 440 ± 10 млн лет (нижнее пересечение составляет 201 ± 60 ; СКВО = 0.92). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют об его магматическом происхождении. Поэтому есть все основания рассматривать полученную для него оценку возраста 440 ± 10 млн лет как возраст кристаллизации расплава, родоначального для исследованных гранодиоритов.

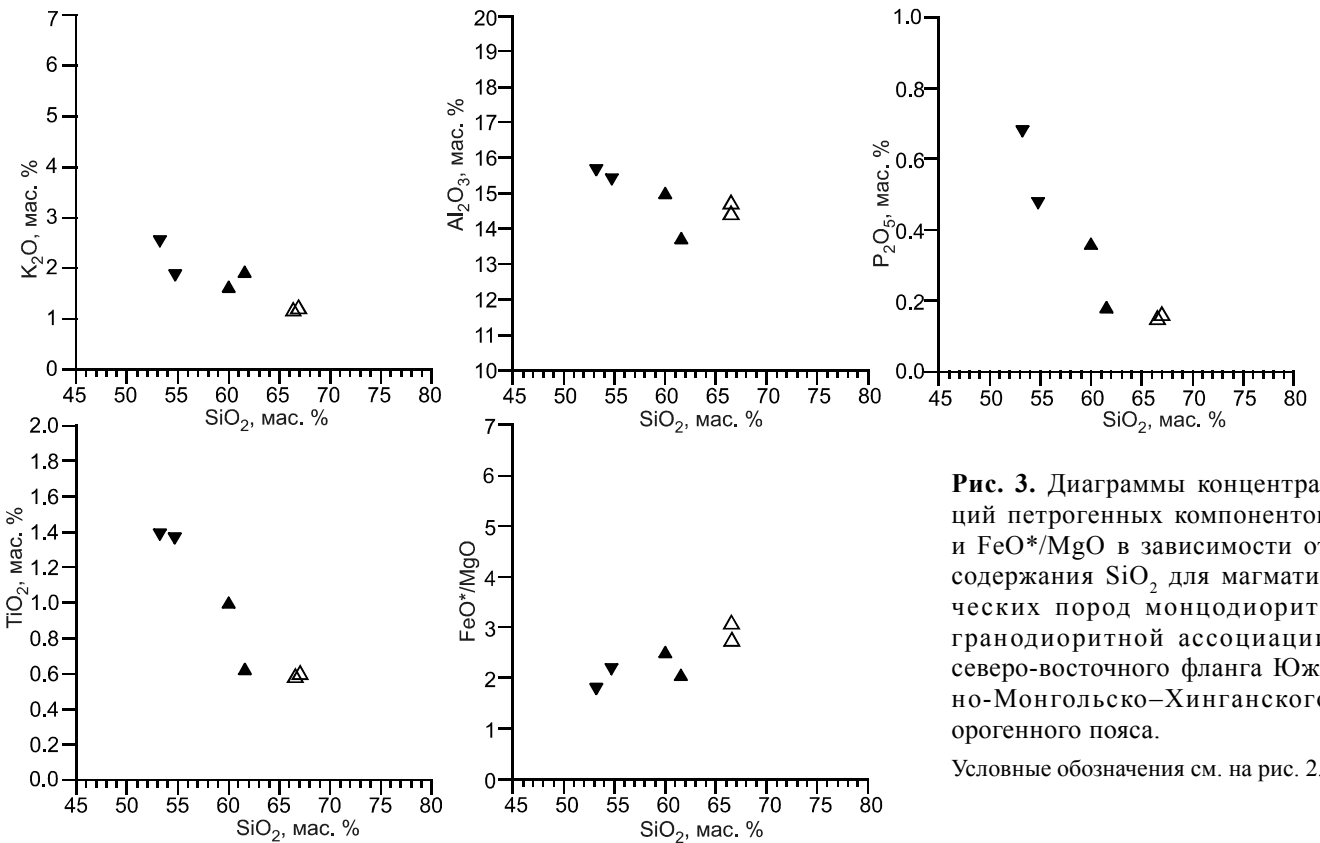


Рис. 3. Диаграммы концентраций петрогенных компонентов и FeO^*/MgO в зависимости от содержания SiO_2 для магматических пород монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса.

Условные обозначения см. на рис. 2.

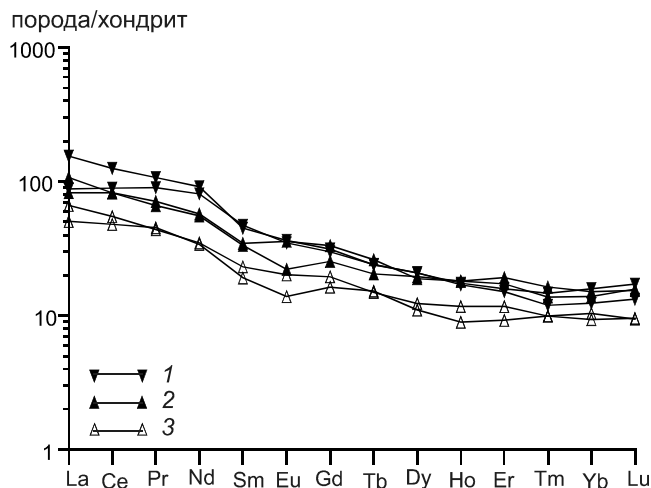


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

1 – монцодиориты, 2 – кварцевые монцодиориты, 3 – гранодиориты. Состав хондрита по [18].

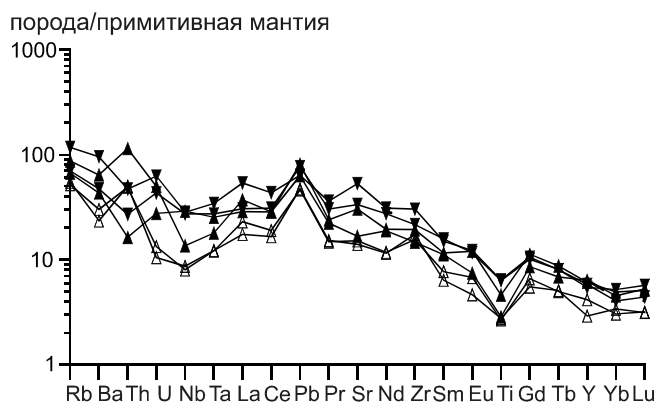


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

Условные обозначения см. на рис. 4.

Состав примитивной мантии по [24].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты выполненных исследований свидетельствуют о том, что монцодиориты, кварцевые монцодиориты и гранодиориты изученного массива образуют на петрохимических диаграммах единые тренды. Это позволяет предполагать, что они являются членами единой магматической ассоциации.

Геохимические особенности монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов, и, в первую очередь, обогащение их крупноионными литофильными элементами (LILE) и обеднение некоторыми высокозарядными элементами (HFSE) (рис. 5) свидетельствуют об их сходстве с магматическими породами островных дуг. На дискриминантных диаграммах, например, на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 8), точки их составов отвечают тренду обогащения пород над зоной субдукции. Учитывая присутствие в рассматриваемой монцодиорит-гранодиоритной ассоциации монцонитов и кварцевых монцонитов, а также высокие концентрации в них K, Rb, Th и Pb, есть все основания полагать, что ее формирование протекало в обстановке активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги.

Возраст гранодиоритов монцодиорит-гранодиоритной ассоциации Нора-Сухотинского террейна составляет 440 ± 10 млн лет, что в стратиграфической шкале соответствует раннему силуру. Принимая во внимание геохимические особенности магматических пород этой ассоциации, можно предполагать, что они представляют собой фрагмент раннесилурийской активной континентальной окраины (или энсиалической зрелой островной дуги) в структуре северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные хорошо согласуются с присутствием в северной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса позднеордовикских и раннесилурийских магматических пород, обладающих

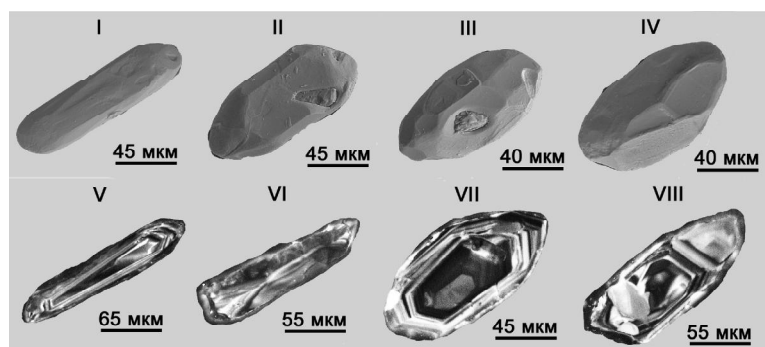


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из биотит-роговообманкового гранодиорита (проба Z-60-5) монцодиорит-гранодиоритной ассоциации Нора-Сухотинского террейна северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса, выполненные в режиме вторичных электронов (I-IV) и в режиме катодоллюминесценции (V-VIII).

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований акцессорных цирконов из биотит-роговообманкового гранодиорита Нора-Сухогинского террейна (проба Z-60-5).

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	100-150, 30 зер., A = 50 %	0.50	28.80	415	2378	0.0551 ± 1	0.1081 ± 1	0.4679 ± 11	0.0616 ± 1	390 ± 1	385 ± 1	417 ± 4
2	50-85, 50 зер.	0.55	14.50	231	3958	0.0550 ± 1	0.1064 ± 1	0.4725 ± 11	0.0623 ± 1	393 ± 1	390 ± 1	412 ± 4
3	50-85, 20 зер.	0.19	13.50	215	2646	0.0552 ± 1	0.1093 ± 1	0.4745 ± 9	0.0624 ± 1	394 ± 1	390 ± 1	419 ± 3
4	50-85, 15 зер.	0.10	10.40	210	906	0.0552 ± 1	0.1117 ± 1	0.4757 ± 17	0.0626 ± 1	395 ± 1	391 ± 1	418 ± 6
5	100-150, 20 зер.	0.23	16.30	248	1418	0.0554 ± 1	0.0997 ± 1	0.4941 ± 8	0.0647 ± 1	408 ± 1	404 ± 1	429 ± 1
6	100-150, кисл. обр. = 2.0	.*	U/Pb = 15.23	15986		0.0554 ± 1	0.0943 ± 1	0.5125 ± 6	0.0670 ± 1	420 ± 1	418 ± 1	430 ± 1

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * – навеска циркона не определялась; A = 50 % – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; кисл. обр. = 2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

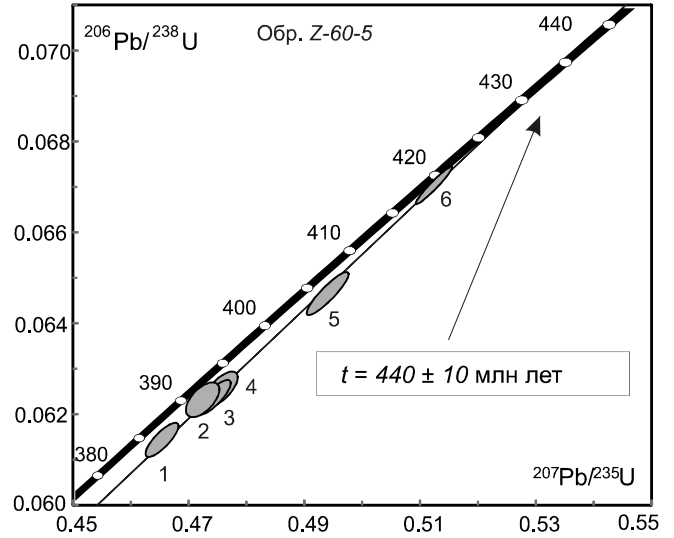


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для акцессорного циркона из биотит-роговообманкового гранодиорита (проба Z-60-5) монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

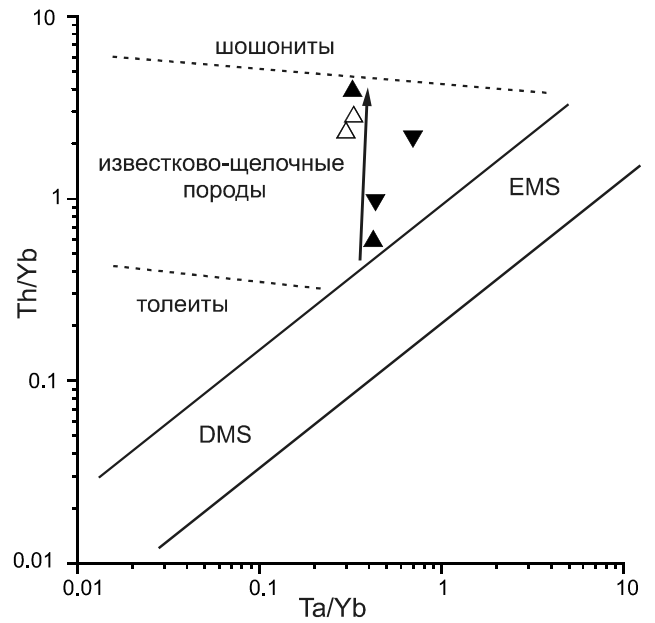


Рис. 8. Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb [20] для магматических пород монцодиорит-гранодиоритной ассоциации северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

Условные обозначения на см. рис. 2. EMS – обогащенный мантийный источник, DMS – деплетированный мантийный источник. Стрелкой показан тренд обогащения пород над зоной субдукции.

геохимическими признаками надсубдукционного происхождения (габброамфиболиты с возрастом 455 ± 2 млн лет [6, 8]), андезиты и андезибазальты с возрастaми 450 ± 2 млн лет, 447 ± 2 млн лет, 439 ± 3 млн лет [11, 25]). Это позволяет говорить о широкомасштабном проявлении субдукционных процессов в позднем ордовике и раннем силуре в истории формирования Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса. Предполагается, что в это время зона субдукции имела северо-восточное падение под Аргунский массив [25, 26]. Такая обстановка, вероятно, существовала до позднего карбона и сопровождалась интрузивной и вулканической активностью (см. обзор в [1, 9, 14]) вплоть до полного закрытия океанического пространства.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 14-05-31000) и СПбГУ (проект № 3.38.137.2014).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса): возраст, геохимия, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2013. Т.32, № 3. С.44–54.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Зубков В.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. N-52-XXXIV / Ред. Е.В.Бельгенов. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо–Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
5. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья / Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.
6. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 1. С. 55–60.
7. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А. Геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса // Докл. РАН. 2015. (в печати).
8. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Фрагменты раннепалеозойской океанической коры Нора-Сухотинского террейна (северо-восточная часть Южно-Монгольско – Хинганского орогенного пояса) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 94–96. (Вып. 10. Т. 2).
9. Чжан С.Ч., Го Е., Чжоу Ц.Б., Цзэн Ч., Пу Ц.Б., Фу Ц.Л. Позднепалеозойско-раннемезозойская тектоническая эволюция восточной окраины массива Цзямусы, СВ Китая // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 1. С. 3–12.
10. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
11. Guo F., Fan W.M., Li C.W., Miao L.C., Zhao L. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: geochronological and geochemical evidence from the Dashizhai basalts, Inner Mongolia // Sci. China D-Earth Sci. 2009. V. 39 (5). P. 569–579.
12. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
13. Le Maitre R.W. (Ed.), Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. Igneous rocks // A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge Univ. Press, 2002. 236 p.
14. Li J.Y. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 26. P. 207–224.
15. Li Y., Wen-Liang Xu W.L., Wang F., Tang J., Pei F.P., Wang Z.J. Geochronology and geochemistry of late Paleozoic volcanic rocks on the western margin of the Songnen–Zhangguangcai Range Massif, NE China: Implications for the amalgamation history of the Xing'an and Songnen–Zhangguangcai Range massifs // Lithos. 2014. V. 205. P. 394–410.
16. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
17. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. 1a. 49 p.
18. McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V.120. Is.3–4. P. 223–253.
19. Miao L.C., Fan W.M., Liu D.Y., Zhang F.Q., Shi Y.R., Guo F. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China // J. Asian Earth Sci. 2008. V. 32. P. 348–370.
20. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Andesites (R.S. Thorpe ed.). New York: Wiley, 1982. P. 525–548.
21. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison T.M. (Eds.). The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.
22. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
23. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet Sci. Lett. 1976. V. 36, N 2. P. 359–362.
24. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins // Geol. Soc. Spec.

- Pub. N 42. Blackwell Sci. Publ., 1989. P. 313–346.
25. Wu G., Chen Y.C., Sun F.Y., Liu J., Wang G.R., Xu B. Geochronology, geochemistry, and Sr–Nd–Hf isotopes of the early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 97 (Pt. B). P. 229–250.
26. Xu B., Zhao P., Wanga Y., Liao W., Luo Z., Bao Q., Zhou Y. The pre-Devonian tectonic framework of Xing'an–Mongolia orogenic belt (XMOB) in north China // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 97. (Pt. B). P. 183–196.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

Yu. V. Smirnov, A. A. Sorokin, A.B. Kotov, E.B. Sal'nikov, S. Z. Yakovleva, B. M. Gorokhovskiy

Early Paleozoic monzodiorite-granodioritic association in the northeastern flank of the South-Mongolia–Khingian Orogenic Belt (Nora-Sukhotinsky Terrane): the age and tectonic setting

The paper presents the results of U-Pb geochronological and geochemical studies of the rocks of monzodiorite-granodioritic association in the northeastern flank of the South Mongolia-Khingian orogenic belt which composes a tectonic block among conditionally Lower Paleozoic volcanosedimentary complexes of the Nora-Sukhotinsky terrane. It was shown that the studied rocks have similar petrographical features with the presence of transient differences and form common trends on petrographic diagrams. This suggests that they are members of a single magmatic association. Geochemical features of monzodiorites, quartz monzodiorites and granodiorites, primarily their enrichment in large ion lithophile elements (LILE) and depletion in some HFSE indicate their similarity with magmatic rocks from island arcs. The presence of monzonites and quartz monzonites in the studied monzodiorite-granodioritic association along with high K, Rb, Th and Pb concentrations in them give reasons to suggest that it was formed in the environment of an active continental margin or ensialic island arc. The age of granodiorites of the monzodiorite-granodioritic association of the Nora-Sukhotinsky terrane is dated as 440 ± 10 Ma, thus they can be considered a fragment of early Silurian active continental margin or ensialic mature island arc in the structure of the South Mongolia-Khingian orogenic belt.

***Key words:* South Mongolia-Khingian orogenic belt, monzonitoids, island arc, Silurian, geochronology.**