

**ОЛЬХОНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ТЕРРЕЙН ПРИБАЙКАЛЬЯ:
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОМПОЗИТ ФРАГМЕНТОВ
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ**

**Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, В.С. Федоровский*, А.М. Мазукабзов,
А.Н. Ларионов**, С.А. Сергеев****

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

*** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Проведены исследования метаморфических комплексов Хадарта, Хобой и Орсо, принадлежащих Ольхонскому террейну Западного Прибайкалья. Установлено, что субстратом для метаморфитов комплексов Хадарта, Хобой и Орсо могли быть породы активной континентальной окраины (система островная дуга—задуговой бассейн). U-Pb датирование цирконов (SHRIMP-II) из гнейсов комплекса Орсо показало, что начальные стадии развития задугового бассейна в пределах активной окраины отвечают интервалу времени 840—800 млн лет. Получены аргументы в пользу того, что значительная часть тектонических единиц, составляющих Ольхонский террейн, является фрагментами активной континентальной окраины Баргузинского микроконтинента, отколовшегося в раннем неопротерозое от Алданской провинции Сибирского кратона. Причленение Баргузинского микроконтинента к кратону сопровождалось проявлением высокоградного метаморфизма, индикаторами которого являются гранулиты комплексов Хадарта и Хобой. Возраст этих комплексов составляет 507 ± 8 и 498 ± 7 млн лет соответственно (U-Pb датирование цирконов, SHRIMP-II). Этот временной рубеж может быть обозначен как начальный этап формирования Ольхонского метаморфического террейна. Новые данные, полученные для Ольхонского террейна, хорошо соотносятся с результатами датирования ряда других высокометаморфизованных комплексов, локализованных вдоль южного фланга Сибирского кратона (Слюдянка, Китойкин, Дербя) и отражают ранние стадии становления Центрально-Азиатского складчатого пояса. Совокупность полученных результатов позволяет интерпретировать Ольхонский метаморфический террейн как раннепалеозойский коллизионный композит различных фрагментов неопротерозойской активной окраины Баргузинского микроконтинента.

Террейн, коллизия, гранулит, циркон, SHRIMP-II, островная дуга, задуговой бассейн, неопротерозой, ранний палеозой, Сибирский кратон, Прибайкалье, Палеоазиатский океан.

**THE OLGKON METAMORPHIC TERRANE IN THE BAIKAL REGION:
AN EARLY PALEOZOIC COLLAGE OF NEOPROTEROZOIC ACTIVE MARGIN FRAGMENTS**

D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, V.S. Fedorovsky, A.M. Mazukabzov, A.N. Larionov, and S.A. Sergeev

We report data from the Khadarta, Khoboi, and Orso metamorphic complexes of the Olkhon terrane in the western Baikal region. High-grade rocks in the three complexes might have been derived from active continental margin rocks (island arc-backarc basin system). The backarc basin history possibly began at 840–800 Ma, according to SHRIMP-II U-Pb zircon ages of the Orso gneiss. Many tectonic units in the Olkhon terrane belonged to the active margin of the Barguzin microcontinent, which rifted off the Aldan province of the Siberian craton in the Early Neoproterozoic. The accretion of the microcontinent to the craton was accompanied by high-grade metamorphism recorded in the Khadarta and Khoboi granulites. The 507 ± 8 Ma and 498 ± 7 Ma SHRIMP-II U-Pb zircon ages of the latter complexes, respectively, may refer to the earliest evolution stage of the Olkhon metamorphic terrane. New data for the Olkhon terrane agree with the ages of other high-grade complexes along the southern Siberian craton (Slyudyanka, Kitoikin, Derba) and correspond to the initiation of the Central Asian orogen. With these data, the Olkhon metamorphic terrane has been interpreted as an Early Paleozoic collisional collage of fragments of the microcontinent's Neoproterozoic active margin.

Terrane, collision, granulite, zircon, SHRIMP-II, island arc, backarc basin, Neoproterozoic, Early Paleozoic, Siberian craton, Baikal region, Paleasian ocean

ВВЕДЕНИЕ

Структура северного сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса возникла как результат раннепалеозойских аккреционно-коллизионных событий, сопровождавших закрытие Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007]. Следствием этих процессов стало причленение к краевым частям Си-

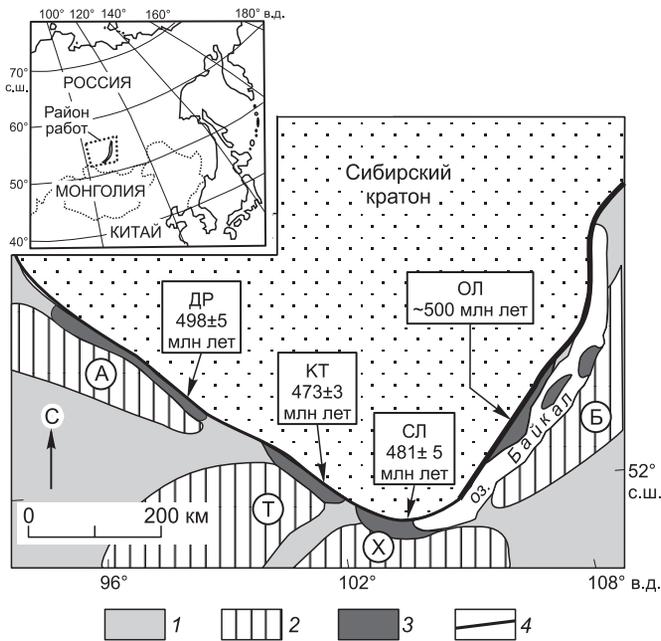


Рис. 1. Схема основных тектонических структур Южной Сибири (по [Федоровский и др., 1995; Добрецов, Буслов, 2007] с изменениями).

1 — структуры Палеоазиатского океана; 2 — микроконтиненты: А — Арзубейский; Б — Баргузинский; Т — Тувино-Монгольский; Х — Хамардабанский; 3 — метаморфические террейны Саяно-Байкальского коллизионного пояса и возрасты проявления в них гранулитового метаморфизма (ДР — Дербинский, по [Туркина и др., 2007], КТ — Китойкинский, по [Донская и др., 2000], ОЛ — Ольхонский — авторские данные, СЛ — Слюдянский, по [Котов и др., 1997]). 4 — граница Сибирского кратона. На врезке — местоположение района исследования.

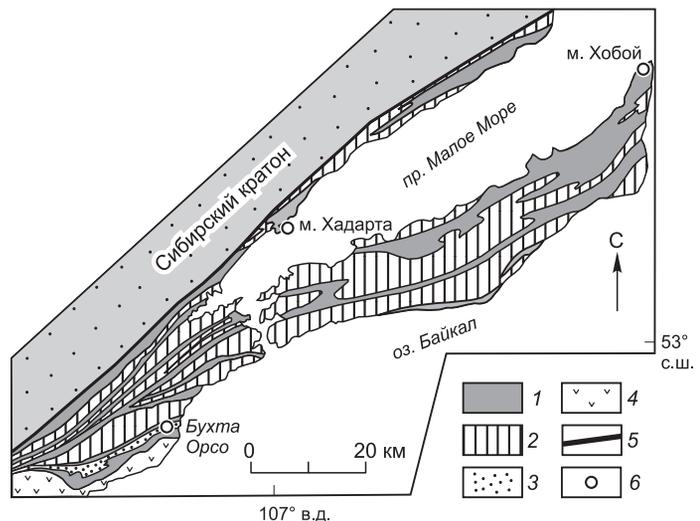
зийский Саяно-Байкальский коллизионный пояс [Донская и др., 2000]. Этот пояс протягивается вдоль юго-западного фланга Сибирского кратона на расстояние более 1000 км и включает в себя несколько метаморфических террейнов (Дербинский, Китойкинский, Слюдянский, Ольхонский) (рис. 1). Возраст основных коллизионных событий в пределах отмеченных террейнов отвечает интервалу 500—475 млн лет. Объектом проведенных нами исследований являются метаморфизованные образования Ольхонского террейна, который располагается в северо-восточной части коллизионного пояса, в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента [Федоровский и др., 1995].

Ольхонский террейн занимает часть западного побережья оз. Байкал (Приольхонье) и о. Ольхон (рис. 2). Структура террейна представляет собой коллизионный коллаж гетерогенных по составу аллохтонов, породы которых метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Степень метаморфизма убывает по мере удаления от Сибирского кратона. Породы гранулитовой фации сосредоточены в пределах протяженной (около 100 км) полосы шириной 1—3 км, которая на юго-западе площади протягивается вдоль границы кратона, а на северо-востоке отклоняется от нее в сторону о. Ольхон. В настоящее время опубликовано несколько надежных датировок гранулитов Ольхонского террейна [Бибикова и др., 1990; Гладкочуб и др., 2008; Gladkochub et al., 2008], позволяющих очертить пик метаморфического события (500—485 млн лет), отвечающего приращению Ольхонского террейна к Сибирскому кратону и проявлению раннего покровного тектогенеза. Следующее масштабное тектономагматическое событие, фиксируемое в регионе, датировано интервалом 470—460 млн лет. Этому этапу отвечает преобладание процессов сдвигового тектогенеза, метаморфизм амфиболитовой фации и внедрение разнообразных по составу синтетектонических интрузий основного и кислого составов (обзор в [Fedorovsky et al., 2005]).

Следует подчеркнуть, что если вопрос об этапности проявления главных тектономагматических событий в пределах Ольхон-

Рис. 2. Схема строения Ольхонского террейна (по [Fedorovsky et al., 2005] с изменениями).

1—4 — Ольхонский террейн: 1 — аллохтоны, образованные метавулканитами основного состава с горизонтами мраморов и кварцитов; 2 — аллохтоны с преобладающей ролью гранитогнейсов, гнейсов и мигматитов; 3 — аллохтон, образованный гнейсами и амфиболитами (комплекс Орсо); 4 — аллохтон, образованный субшелочными габброидами; 5 — коллизионный шов системы террейн—континент (граница Сибирского кратона); 6 — места отбора проб на датирование.



ского террейна в настоящее время не вызывает острых дискуссий, то природа протолитов слагающих его аллохтонов не является столь очевидной. Анализ схемы геологического строения Ольхонского террейна позволяет уверенно распознать присутствие в строении террейна двух главных типов субстратов, подвергшихся метаморфическим преобразованиям. Первый тип субстрата имеет преимущественно кислый состав, он ответственен за образование различных гнейсогранитов, мигматитов и гранитоидов (см. рис. 2). Выходы этих пород имеют обширное площадное распространение, занимая более половины территории террейна. Второй тип субстратов представлен главным образом метаморфитами по породам основного состава — различными гнейсами и амфиболитами (см. рис. 2). Данные образования, как правило, слагают узкие протяженные пояса, разделяющие поля развития гнейсогранитов и мигматитов. Базиты встречаются и в южной части Приольхонья, где они слагают крупные массивы монцогабброидов, не рассматриваемые в рамках данной статьи.

Своеобразное положение в этой иерархии занимает метаморфический комплекс Орсо, представляющий собой тонкое переслаивание метаморфитов по породам кислого и основного составов.

В ранее опубликованных работах для ряда участков Ольхонского террейна предполагалось образование мафических и кислых метаморфитов за счет переработки пород островных дуг и сопряженных с ними бассейнов [Федоровский и др., 1995; Макрыгина и др., 2007]. Однако эти модели не увязывали между собой в рамках единой концепции происхождения различных по составу субстратов, и, самое главное, не отвечали на вопрос о том, на каком основании и за счет каких процессов происходило возникновение и развитие породных ассоциаций, послуживших субстратом для столь контрастных по своему составу метаморфитов Ольхонского террейна.

В статье представлены новые геохронологические (U-Pb SHRIMP-II по цирконам) данные, а также аргументы в пользу обоснования геодинамической позиции ряда метаморфических комплексов Ольхонского террейна (Хобой, Хадарта, Орсо). Кроме этого, авторы предлагают модель, позволяющую рассматривать различные по своему составу образования, слагающие Ольхонский террейн, в качестве производных эволюционирующей во времени (поздний рифей — ранний палеозой) активной окраины Баргузинского микроконтинента.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИЗУЧЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Метаморфический комплекс Хадарта. Породы метаморфического комплекса Хадарта [Fedorovsky et al., 2005] представлены на южном окончании одноименного мыса, располагающегося на западном (континентальном) побережье прол. Малое Море (рис. 3). Ширина выхода пород, относимых к гранулитовой фации, не превышает 400 м. Контакт гранулитов с породами амфиболитовой фации заглушеван зоной мраморного меланжа, содержащего в карбонатной массе фрагменты метаморфизованных оливинных пироксенитов, гнейсов и силикатно-карбонатных пород, характерных для простирающейся к северу полосы амфиболитовой фации.

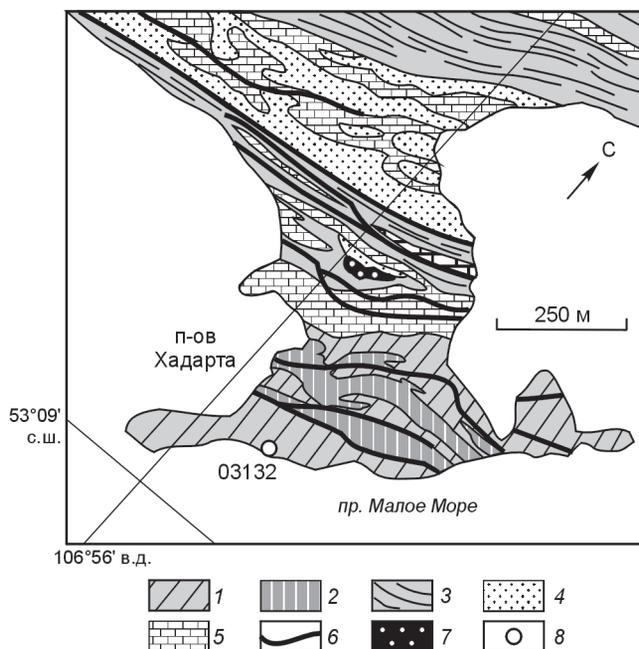
Одними из основных разновидностей высокометаморфизованных пород комплекса Хадарта являются двупироксеновые и клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты. Эти породы ассоциируют с гранат-биотитовыми плагиогнейсами, гранат-двупироксеновыми гнейсами и мраморами.

PT-параметры кульминационной стадии гранулитового метаморфизма для комплекса Хадарта были рассчитаны для двупироксеновых гранулитов с использованием $Srx + Pl + Qtz$ геобарометра [Raith et al., 1983] и $Srx + Orx$ геотермометра [Powell, 1978] и оцениваются как 7—10 кбар и 804—877 °C [Gladkochub et al., 2008].

По химическому составу двупироксеновые гранулиты комплекса Хадарта соответству-

Рис. 3. Схема геологического строения метаморфического комплекса Хадарта.

1, 2 — породы гранулитовой фации метаморфизма: 1 — двупироксеновые и клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты, 2 — мраморы; 3—5 — породы амфиболитовой фации метаморфизма: 3 — гнейсы и силикатно-карбонатные породы; 4 — кварциты; 5 — мраморы и мраморный меланж; 6 — жилы гранитов; 7 — тела оливинных пироксенитов; 8 — место отбора пробы для изотопного датирования.



ют базальтам умеренной щелочности ($\text{SiO}_2 = 47.5\text{—}51.1$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.7\text{—}3.3$ мас.%). Для этих пород характерны повышенные содержания MgO (8.4—12.2 мас.%), высокие содержания Ni , Cr ($\text{Ni} + \text{Cr} = 495\text{—}790$ г/т), что типично для нефракционированных расплавов. Двупироксеновые гранулиты обнаруживают несколько повышенные концентрации РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} = 33\text{—}76$ г/т), а также слегка фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1.5\text{—}3.5$) (табл. 1).

Двупироксеновые гранулиты характеризуются повышенными относительно базальтов N-MORB и более высокими или близкими к E-MORB содержаниями Th , U , легких редкоземельных элементов. На мультиэлементных спектрах этих пород отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии Nb , P , Ti и положительная аномалия Sr , что характерно для островодужных базальтов (рис. 4). Высокие значения отношений Ce/Nb (8.2—14.9) и Th/Nb (0.2—1.1) в двупироксеновых гранулитах могут указывать на присутствие субдукционного компонента в источнике этих пород [Saunders et al., 1988] (рис. 5). Таким образом, все геохимические характеристики двупироксеновых гранулитов указывают на островодужную природу этих пород.

Двупироксеновый гранулит (обр. 03132) характеризуется положительным значением $\epsilon_{\text{Nd}(500 \text{ млн лет})}$, равным +3.0 (табл. 2). Сочетание подобных изотопных характеристик с наличием Nb - и Ti -аномалий на мультиэлементных спектрах [Донская и др., 2005] свидетельствует в пользу присутствия в протолите гранулитов как ювенильных (мантийных), так и коровых «меток», что типично для базальтов островных дуг.

Клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты комплекса Хадарта характеризуются высокими содержаниями CaO (16.4—19.1 мас.%), при содержании SiO_2 около 52 мас.% и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.3\text{—}12.2$ мас.%. Такие составы более типичны для осадочных, чем для магматических пород [Condie, 1993]. На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [1980] в координатах a — b , где $a = \text{Al}/\text{Si}$ (ат. кол.), $b = \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg}$ (ат. кол.), фигуративные точки клинопироксен-скаполитсодержащих гранулитов попадают в поле карбонатных алевролитов (рис. 6).

Клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты обнаруживают повышенные содержания MgO (3.8—4.4 мас.%), высокие значения фемического (ФМ = 0.22—0.27, здесь и далее петрогеохимические модули, по [Юдович, Кетрис, 2000]) и титанового модулей (ТМ = 0.08—0.09), значения отношений Co/Th (6.5—7.1) и La/Th (5.7—6.9), указывающие на преобладание пород основного состава в источнике сноса для изученных гранулитов [Floyd, Leveridge, 1987; McLennan et al., 1993; Дмитриева и др., 2008]. Гранулиты характеризуются низкими значениями La/Sc (1.2—1.3) и высокими значениями Ti/Zr (41—66), попадая на диаграмме в координатах Ti/Zr — La/Sc [Bhatia, Crook, 1986] в поле осадков океанических дуг (рис. 7).

Синтез результатов, полученных для двупироксеновых и клинопироксен-скаполитсодержащих гранулитов комплекса Хадарта, позволяют предполагать формирование этих разновидностей мафических гранулитов в пределах островодужной системы.

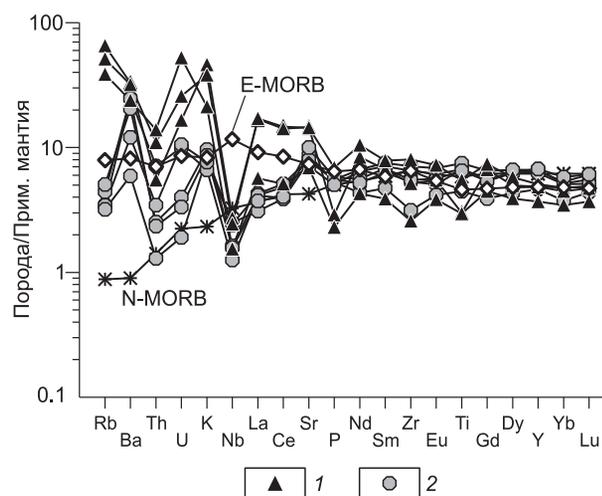


Рис. 4. Мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] для пород основного состава Ольхонского террейна.

1 — двупироксеновые гранулиты комплекса Хадарта; 2 — амфиболиты комплекса Орсо.

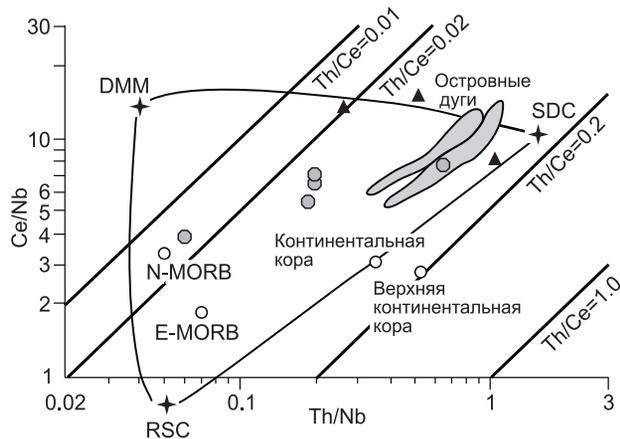


Рис. 5. Диаграмма Ce/Nb — Th/Nb [Saunders et al., 1988] для пород основного состава Ольхонского террейна.

DMM — деплетированная MORB мантия, RSC — остаточный компонент слэба, SDC — субдукционный компонент. Линии показаны траектории смешения между компонентами. Точки составов верхней континентальной коры, среднего состава коры и поля базальтов островных дуг показаны по [Dampare et al., 2008], точки составов N-MORB и E-MORB — по [Sun, McDonough, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

Таблица 1. Химический состав представительных разновидностей метаморфических пород Ольхонского террейна

Компонент	Комплекс Орсо								
	Двуслюдяные гнейсы и двуслюдяные с гранатом гнейсы								
	08146	08148	08150	08152	08154	08156	08157	08159	08160
SiO ₂ мас. %	74.61	71.01	69.98	72.64	74.59	69.78	74.61	70.21	72.7
TiO ₂	0.45	0.46	0.52	0.43	0.37	0.54	0.29	0.56	0.45
Al ₂ O ₃	12.44	13.76	14.73	13.42	13.24	14.42	13.42	14.3	13.45
Fe ₂ O ₃	0.49	0.85	1.15	1.06	0.68	1.22	0.42	1.40	0.49
FeO	2.93	3.35	2.58	2.52	1.76	2.97	1.63	3.22	2.65
MnO	0.06	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.03	0.07	0.04
MgO	1.03	0.99	1.13	0.91	0.69	1.05	0.71	1.04	1.07
CaO	1.09	1.68	2.19	1.34	2.46	1.80	1.57	1.71	1.57
Na ₂ O	3.20	4.17	4.55	4.17	3.44	3.86	3.92	4.12	3.11
K ₂ O	2.27	2.06	1.70	2.39	1.43	2.18	2.15	2.01	3.01
P ₂ O ₅	0.10	0.15	0.15	0.12	0.09	0.25	0.08	0.14	0.1
H ₂ O	0.06	0.13	0.10	0.09	0.06	0.15	0.12	0.07	0.02
П.п.п.	0.93	0.81	0.84	0.74	0.52	1.16	0.49	0.75	0.83
CO ₂	0.08	0.08	0	0.06	0.22	0.22	0.26	0.22	0.11
Сумма	99.74	99.59	99.69	99.96	99.63	99.70	99.70	99.81	99.60
Rb, г/т	74.3	66.4	38.5	55.9	31.4	59.7	61.3	43.7	97.7
Sr	200	210	167	162	189	143	187	78	239
Y	22	34	36	28	27	36	11	36	13
Zr	143	161	140	148	172	173	99	180	209
Nb	9.1	10.4	6.0	8.0	11.1	7.1	5.1	7.0	8.2
Ba	855	1542	662	1091	927	730	783	807	1265
Co	7	6	5	5	9	6	8	5	7
Ni	16	12	9	8	11	12	10	11	11
Sc	9	20	27	15	16	17	10	18	7
V	54	41	57	36	33	52	41	53	42
Cr	76	64	54	32	38	40	43	54	54
La	25.98	25.00	36.82	32.04	9.60	29.41	21.78	28.28	24.59
Ce	48.55	54.00	85.05	61.29	29.65	59.86	41.97	58.26	47.55
Pr	5.57	6.23	10.98	6.96	2.92	7.52	4.46	6.96	5.17
Nd	21.62	25.76	46.41	27.29	11.33	31.10	16.10	29.45	18.62
Sm	4.19	5.37	9.79	5.67	2.97	7.01	3.07	6.50	3.53
Eu	0.85	1.12	1.96	1.06	0.67	1.49	0.62	1.23	0.65
Gd	3.03	4.32	5.91	3.92	2.60	4.98	2.09	4.93	2.26
Tb	0.52	0.76	1.01	0.68	0.49	0.84	0.33	0.85	0.34
Dy	3.36	5.24	6.08	4.48	3.93	5.68	1.86	5.74	2.09
Ho	0.76	1.27	1.34	1.07	1.02	1.35	0.38	1.34	0.48
Er	2.15	3.67	3.73	3.09	3.00	3.83	1.02	3.80	1.32
Tm	0.33	0.52	0.56	0.45	0.47	0.58	0.14	0.59	0.20
Yb	1.94	3.19	3.23	2.64	2.93	3.49	0.81	3.53	1.19
Lu	0.32	0.54	0.52	0.44	0.48	0.57	0.14	0.60	0.19
Hf	4.08	4.55	3.81	3.87	4.64	4.60	2.48	4.76	5.17
Th	8.55	7.87	4.21	6.29	7.44	5.05	6.95	4.60	12.19
U	2.06	2.02	1.66	1.45	1.51	1.47	1.78	1.17	1.98
<i>a</i>	0.20	0.23	0.25	0.22	0.21	0.24	0.21	0.24	0.22
<i>b</i>	0.09	0.11	0.12	0.10	0.10	0.12	0.07	0.12	0.10
ФМ	0.060	0.074	0.070	0.063	0.043	0.076	0.037	0.082	0.058
ТМ	0.036	0.033	0.035	0.032	0.028	0.037	0.022	0.039	0.033
ЖМ	0.27	0.30	0.25	0.26	0.19	0.29	0.15	0.32	0.23
ГМ	0.22	0.26	0.27	0.24	0.22	0.28	0.21	0.28	0.23
La/Th	3.04	3.18	8.74	5.09	1.29	5.82	3.13	6.15	2.02
Th/Sc	0.99	0.39	0.16	0.42	0.46	0.30	0.73	0.26	1.65
Th/Cr	0.11	0.12	0.08	0.20	0.20	0.13	0.16	0.09	0.23
La/Sc	3.02	1.25	1.36	2.14	0.60	1.73	2.29	1.57	3.32
Ti/Zr	18.93	17.11	22.27	17.45	12.90	18.76	17.52	18.70	12.93
La _n /Yb _n	8.96	5.24	7.62	8.10	2.19	5.64	17.98	5.36	13.88
Eu/Eu*	0.73	0.71	0.79	0.69	0.74	0.77	0.75	0.67	0.71

Компонент	Комплекс Хобой						Комплекс Хадарга		
	Grt-Орх-Вт гнейс	Срх гранулиты				Grt-Crd-Вт гнейсы		Срх-Ссар гранулиты	
		03206	03209	03210	03216	03225	03227	03133	03136
SiO ₂ мас.%	62.04	61.42	67.76	63.37	69.84	65.67	52.14	52.01	
TiO ₂	0.83	0.81	0.46	0.78	0.82	0.82	0.93	0.91	
Al ₂ O ₃	16.66	14.35	10.65	11.39	12.18	13.30	12.17	10.30	
Fe ₂ O ₃ *	6.94	7.21	5.24	6.45	6.83	7.43	7.74	9.68	
MnO	0.08	0.11	0.08	0.15	0.08	0.09	0.15	0.13	
MgO	3.83	4.12	2.62	2.66	4.27	4.00	3.76	4.41	
CaO	4.63	9.36	9.91	12.06	0.95	2.87	16.39	19.09	
Na ₂ O	1.49	0.57	0.77	0.45	0.66	2.20	2.00	0.90	
K ₂ O	1.13	0.06	0.16	0.03	3.12	1.37	0.14	0.10	
P ₂ O ₅	0.15	0.19	0.07	0.16	0.04	0.16	0.18	0.17	
П.п.п.	2.61	1.90	2.59	2.93	2.14	2.27	4.27	3.23	
Сумма	100.39	100.10	100.31	100.43	100.93	100.18	99.87	100.93	
Rb, г/г	78.8	0.8	3.1	0.8	13.1	67.6	9.1	6.3	
Sr	349	294	278	236	287	330	533	455	
Y	49	33	22	34	26	35	39	25	
Zr	160	130	150	210	125	150	137	82	
Nb	11.6	9.5	2.4	6.2	2.7	13.0	50.2	11.0	
Ba	537	189	91	52	193	379	133	70	
Co	21	22	12	18	20	20	31	29	
Ni	120	170	60	79	92	44	80	79	
Sc	21	18	13	14	22	22	26	20	
V	240	210	77	130	81	120	210	200	
Cr	110	140	150	270	110	140	120	140	
La	46.26	20.68	21.35	29.71	17.29	42.40	30.13	25.45	
Ce	90.44	46.24	49.88	69.99	40.50	80.59	61.19	44.37	
Pr	11.57	5.79	5.68	8.23	5.34	10.07	8.52	5.70	
Nd	43.07	23.44	25.11	32.10	23.09	37.32	34.15	22.12	
Sm	8.59	5.42	5.12	6.23	5.22	6.38	6.92	4.16	
Eu	1.42	1.31	1.13	1.21	1.30	1.69	1.49	1.06	
Gd	7.72	6.28	4.59	6.79	5.83	6.55	7.01	4.17	
Tb	1.30	0.99	0.70	1.05	0.92	1.00	1.15	0.70	
Dy	8.29	5.69	3.71	5.45	4.98	6.09	7.12	4.03	
Ho	1.67	1.20	0.80	1.18	1.01	1.27	1.35	0.87	
Er	4.77	3.35	2.23	3.35	2.67	3.34	4.14	2.12	
Tm	0.68	0.50	0.33	0.51	0.38	0.47	0.58	0.29	
Yb	4.72	3.12	2.06	3.24	2.39	3.10	3.72	1.90	
Lu	0.74	0.48	0.32	0.50	0.35	0.54	0.60	0.28	
Hf	4.38	1.95	0.57	1.96	0.83	5.00	4.28	2.78	
Th	12.74	7.81	6.17	10.23	0.79	8.69	4.38	4.45	
U	3.56	1.80	1.53	3.75	0.45	1.32	2.04	8.11	
<i>a</i>	0.32	0.28	0.19	0.21	0.21	0.24	0.28	0.23	
<i>b</i>	0.27	0.37	0.32	0.37	0.21	0.25	0.51	0.59	
ФМ	0.17	0.19	0.12	0.15	0.16	0.18	0.22	0.27	
ТМ	0.05	0.06	0.04	0.07	0.07	0.06	0.08	0.09	
ЖМ	0.40	0.48	0.48	0.54	0.53	0.53	0.60	0.88	
ГМ	0.40	0.37	0.24	0.30	0.29	0.33	0.40	0.40	
La/Th	3.63	2.65	3.46	2.90	21.98	4.88	6.87	5.72	
Th/Sc	0.61	0.43	0.47	0.73	0.04	0.40	0.17	0.22	
Th/Cr	0.12	0.06	0.04	0.04	0.01	0.06	0.04	0.03	
La/Sc	2.20	1.15	1.64	2.12	0.79	1.93	1.16	1.27	
Ti/Zr	31.10	37.35	18.38	22.27	39.36	32.77	40.75	66.35	
La _n /Yb _n	6.55	4.43	6.92	6.14	4.83	9.15	5.41	8.97	
Eu/Eu*	0.54	0.69	0.71	0.57	0.73	0.80	0.66	0.78	

Компонент	Комплекс Орсо					Комплекс Хадарта		
	Амфиболиты					Двупироксеновые гранулиты		
	08147	08149	08151	08155	08158	03132	03134	03135
SiO ₂ мас.%	49.16	49.37	48.44	49.85	48.53	51.06	49.06	47.47
TiO ₂	0.97	1.62	1.45	1.45	1.41	0.65	1.19	0.64
Al ₂ O ₃	15.57	14.23	15.0	14.5	14.09	13.04	16.73	12.55
Fe ₂ O ₃	2.65	2.65	5.41	4.45	2.92	—	—	—
FeO	7.29	8.66	6.33	8.07	9.17	—	—	—
Fe ₂ O ₃ *	—	—	—	—	—	10.33	9.55	10.64
MnO	0.16	0.18	0.19	0.19	0.18	0.22	0.15	0.19
MgO	7.83	7.53	6.64	5.48	7.21	8.35	9.04	12.82
CaO	12.32	11.27	12.32	12.36	12.49	11.24	9.82	12.79
Na ₂ O	1.77	2.27	2.02	1.66	1.32	1.95	2.18	1.02
K ₂ O	0.20	0.23	0.29	0.25	0.26	1.39	1.15	0.64
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.11	0.12	0.125	0.06	0.15	0.05
H ₂ O ⁻	0.09	0.11	0.09	0.00	0.14	—	—	—
П.п.п.	1.77	1.64	1.85	1.46	1.81	1.53	1.36	1.91
CO ₂	0.08	0.11	0.06	0.11	0.39	—	—	—
Сумма	99.97	99.99	100.21	99.94	100.04	99.82	100.38	100.72
Rb, г/г	2.8	2.2	3.2	2.0	2.2	41.5	32.5	24.5
Sr	184	169	149	164	211	308	304	146
Y	21	30	28	29	31	22	23	17
Zr	35	79	73	60	62	58	90	29
Nb	0.9	1.7	1.2	1.8	1.1	1.9	1.7	1.1
Ba	173	84	143	41	173	230	223	167
Co	47	46	53	48	40	48	61	79
Ni	250	58	73	140	89	175	200	230
Sc	47	50	40	48	52	34	35	49
V	210	310	250	330	360	251	250	310
Cr	270	110	110	200	170	320	350	560
La	2.83	2.94	2.85	2.13	2.57	11.59	11.75	3.89
Ce	7.01	9.09	8.55	6.90	7.19	25.19	26.03	9.07
Pr	1.08	1.66	1.56	1.17	1.30	3.07	3.27	1.24
Nd	5.86	9.05	8.75	7.08	7.60	11.37	14.13	5.79
Sm	2.10	3.34	3.14	2.80	3.02	2.97	3.48	1.73
Eu	0.70	1.15	1.03	0.85	0.95	0.92	1.22	0.65
Gd	2.32	3.88	3.37	3.23	3.20	3.96	4.38	2.66
Tb	0.45	0.71	0.64	0.63	0.66	0.63	0.73	0.47
Dy	3.18	4.90	4.62	4.59	4.68	3.67	4.26	2.88
Ho	0.78	1.15	1.08	1.12	1.15	0.83	0.91	0.65
Er	2.31	3.13	3.00	3.17	3.19	2.35	2.47	1.83
Tm	0.33	0.43	0.42	0.43	0.48	0.36	0.36	0.28
Yb	1.85	2.54	2.51	2.63	2.85	2.21	2.34	1.71
Lu	0.33	0.41	0.38	0.45	0.45	0.35	0.36	0.27
Hf	1.00	2.06	1.99	1.69	1.72	0.60	0.51	0.77
Th	0.60	0.29	0.21	0.11	0.20	0.47	0.93	1.18
U	0.21	0.22	0.08	0.04	0.07	0.35	0.54	1.10
Ce/Nb	7.83	5.24	7.34	3.87	6.40	12.97	14.94	8.25
Th/Nb	0.67	0.17	0.18	0.06	0.18	0.24	0.54	1.07
La _n /Yb _n	1.02	0.77	0.76	0.54	0.60	3.52	3.36	1.53
Eu/Eu*	0.98	0.98	0.97	0.87	0.93	0.83	0.96	0.93

Примечание. Grt-Орх-Вт гнейс — гранат-ортопироксен-биотитовый гнейс, Срх гранулиты — клинопироксен-содержащие гранулиты, Grt-Crd-Вт гнейсы — гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы, Срх-Ссар гранулиты — клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты.

$a = \text{Al/Si}$ (ат. кол.), $b = \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg}$ (ат. кол.) [Неелов, 1980].

$\text{FM} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, $\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, $\text{ГМ} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ [Юдович, Кетрис, 2000].

n — значения нормализованы по составу хондрита [Sun, McDonough, 1989], $\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_n/\sqrt{(\text{Sm}_n \cdot \text{Gd}_n)}$.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для пород Ольхонского террейна

Номер образца	T, млн лет	Содержание, г/т		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ±2σ	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM), млн лет
		Sm	Nd				
<i>Двупироксеновый гранулит комплекса Хадарта</i>							
03132*	500	2.97	11.37	0.15723	0.512660±35	3.0	1326
<i>Клинопироксеносодержащий гранулит комплекса Хобой</i>							
03210*	500	5.12	25.11	0.12273	0.512234±41	-3.2	1535
<i>Двуслюдяные гнейсы комплекса Орсо</i>							
08150**	500	8.693	43.888	0.11973	0.512100±20	-5.6	1703
08160**	500	3.110	18.082	0.10396	0.511780±37	-10.8	1900

Примечание. Образцы, отмеченные (*), проанализированы в отделении геохимии Института химии им. Макса Планка, г. Майнц, Германия. Методика измерений опубликована в статье Д.П. Гладкочуба и др. [Gladkochub et al., 2008]. Образцы, отмеченные (**), проанализированы в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. Методика измерений опубликована в работах [Баянова, 2004; Донская и др., 2008]. Содержания Sm и Nd в образцах, проанализированных в отделении геохимии Института химии им. Макса Планка, определены методом ICP-MS, в образцах, исследованных в Геологическом институте КНЦ РАН, методом изотопного разбавления. При расчете величин ε_{Nd}(T) и модельных возрастов T_{Nd}(DM) использованы современные значения CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136).

Геохронологические исследования были выполнены для двупироксенового гранулита (обр. 03132) на приборе SHRIMP-II в Центре масс-спектрометрии Университета Кетина (Западная Австралия). Описания катодолюминесцентных образцов цирконов, детали используемой методики и диаграмма с конкордией приведены в работе [Гладкочуб и др., 2008]. Среди восьми проанализированных зерен, два циркона показали относительно древние U/Pb датировки (525 и 530 млн лет) (табл. 3), свидетельствуя о возможно захваченной природе этих зерен. Конкордантное значение ²³⁸U/²⁰⁶Pb возраста, рассчитанное по шести зернам циркона, составляет 507 ± 8 млн лет (СКВО = 0.89). Данное значение, по-видимому, отражает время проявления гранулитового метаморфизма, преобразовавшего первичный субстрат, возникший в пределах островодужной системы. Вероятно, эта система функционировала вплоть до раннего палеозоя (см. возрасты захваченных цирконов), практически до момента ее причленения к Сибирскому кратону.

Метаморфический комплекс Хобой [Fedorovsky et al., 2005], выделенный в пределах одноименного мыса, располагается на северном окончании о. Ольхон (рис. 8). Ширина области развития гранулитов варьирует от 200 до 600 м. От пород амфиболитовой фации гранулиты отделены серией бластомилонитовых швов.

Высокометаморфизованные породы комплекса Хобой представлены клинопироксеносодержащими гранулитами и гнейсами гранат-ортопироксен-биотитового, шпинель-гранат-биотитового и гранат-кор-

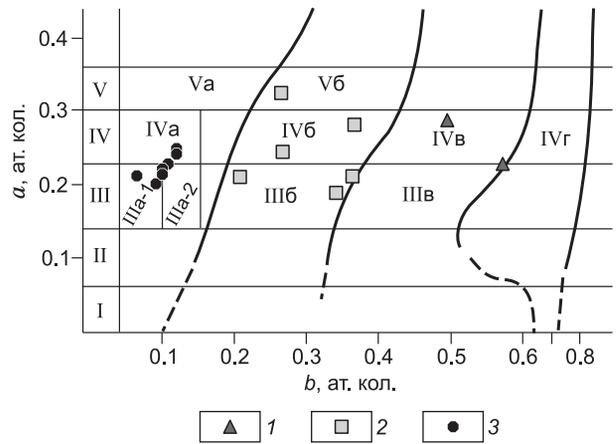
Таблица 3. Результаты U-Th-Pb анализа цирконов из гранулита мыса Хадарта (обр. 03132)

Кристалл, кратер	²³⁸ U, г/т	²³² Th, г/т	Th/U	f ₂₀₄ , %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb (±1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (±1σ)	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb, млн лет ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, млн лет ±1σ
*1.1	4049	184	0.10	0.05	12.916 (0.196)	0.05632 (0.00033)	480.8 ± 7.0	465 ± 13
*1.2	2115	214	0.20	0.10	12.817 (0.219)	0.05769 (0.00059)	484.3 ± 8.0	518 ± 22
*2.1	1014	90	0.34	0.09	11.793 (0.179)	0.05658 (0.00080)	524.7 ± 7.7	475 ± 31
3.1	2764	377	0.13	0.14	11.995 (0.184)	0.05727 (0.00038)	516.2 ± 7.6	502 ± 14
*4.1	1272	93	0.34	0.08	13.578 (0.201)	0.05445 (0.00087)	458.2 ± 6.5	390 ± 36
*4.2	1297	104	0.24	0.08	12.959 (0.192)	0.05774 (0.00061)	479.2 ± 6.8	520 ± 23
9.1	1497	119	0.25	0.08	12.378 (0.185)	0.05679 (0.00062)	500.9 ± 7.2	484 ± 24
*9.2	1321	115	0.31	0.09	11.688 (0.181)	0.05723 (0.00065)	529.3 ± 7.9	501 ± 25
22.1	2159	165	0.13	0.08	12.291 (0.181)	0.05679 (0.00050)	504.2 ± 7.1	483 ± 20
27.1	1286	119	0.30	0.10	12.026 (0.179)	0.05702 (0.00069)	515.0 ± 7.3	492 ± 26
28.1	2018	145	0.08	0.07	12.169 (0.191)	0.05709 (0.00050)	509.1 ± 7.7	495 ± 19
28.2	1186	103	0.13	0.09	12.403 (0.191)	0.05699 (0.00042)	499.9 ± 7.4	491 ± 16
27.2	1038	103	0.07	0.10	12.327 (0.199)	0.05762 (0.00040)	502.8 ± 7.8	515 ± 15

Примечание. f₂₀₄ — пропорции обычного ²⁰⁶Pb в сумме измеренного ²⁰⁶Pb. Все отношения откорректированы на обычный Pb, с использованием измеренных ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb. Погрешности указаны на уровне 1σ. Неопределенности в ²³⁸U/²⁰⁶Pb и возрастах не включают калибровочную погрешность 0.54 %. Анализы цирконов, отмеченные звездочками, были включены в расчет конкордантного возраста 507 ± 8 млн лет.

Рис. 6. Классификационная диаграмма А.Н. Неелова [1981] в координатах $a = Al/Si$ (ат. кол.) — $b = Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Ca + Mg$ (ат. кол.) для метасадочных пород Ольхонского террейна.

1 — клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты мыса Хадарта; 2 — гранулиты комплекса Хобой; 3 — двуслюдяные гнейсы и двуслюдяные гнейсы с гранатом комплекса Орсо.
 Поля на диаграмме: I — мономиктовые (кварцевые) псаммолиты, ультрасилициты; II — олигомиктовые псаммитолиты, силициты; III — кислые туффиты, субсилициты, IIIa-1 — аркозы, субаркозы, IIIa-2 — полимиктовые песчаники, IIIб — граувакковые песчаники, IIIв — карбонатные и карбонатно-железистые песчаники; IV — олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты, IVa — полимиктовые алевролиты, IVб — граувакковые алевролиты, IVв — карбонатные алевролиты, глиноземистые псаммолиты, IVг — алевролитовые карбонатолиты; V-Va — алевропелитовые аргиллиты, Vб — карбонатистые, железистые аргиллиты.



диерит-биотитового состава. Для гранулитов характерно развитие разнообразных реакционных структур [Донская и др., 2005], отражающих замещение минеральных ассоциаций кульминационной

стадии метаморфизма постпиковыми парагенезисами. Вследствие широкого развития в породах ретроградных парагенезисов, расчет температур и давлений пика метаморфического события не представляется возможным. PT -параметры ретроградной стадии метаморфизма для гранат-ортопироксен-биотитового гнейса были рассчитаны с использованием Grt + Orx геобарометра и Grt + Orx + Pl + Qtz геотермометра [Bhattacharya et al., 1991] и составили $T = 643–648$ °C и $P = 4.5–4.8$ кбар. Расчеты PT -параметров ретроградной стадии метаморфизма для шпинель-гранат-биотитового и гранат-кордиерит-биотитового гнейсов были выполнены по Grt + Vt геотермометру [Hoinkes, 1986] и Grt + Pl + Qtz + Sil геобарометру [Koziol, Newton, 1989] и показали следующие значения: $T = 728–773$ °C и $P = 6.4–7.9$ кбар [Gladkochub et al., 2008].

Клинопироксенсодержащие гранулиты комплекса Хобой характеризуются высокими содержаниями CaO (8.9–12.1 мас.%) при содержаниях $SiO_2 = 61.4–68.1$ % (см. табл. 1). На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [1980] фигуративные точки клинопироксенсодержащих гранулитов попадают в поля граувакковых песчаников и граувакковых алевролитов (см. рис. 6). Высокое содержание CaO в этих породах может быть следствием присутствия кальциевого компонента (карбоната) в первичном осадочном материале. В отличие от клинопироксенсодержащих гранулитов, гранат-ортопироксен-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы обнаруживают существенно более низкие содержания CaO (0.95–4.63 мас.%). На диаграмме А.Н. Неелова [1980] фигуративные точки гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов подобно клинопироксенсодержащим гранулитам попадают в поля граувакковых песчаников и граувакковых алевролитов, а точка состава гранат-ортопироксен-биотитового гнейса располагается в поле алевропелитовых аргиллитов (см. рис. 6).

Все рассмотренные выше породы характеризуются значениями SiO_2/Al_2O_3 , варьирующими от 3.7–6.4, что характерно для незрелых осадочных пород. Повышенные содержания MgO (2.6–4.3 мас.%), Cr (110–270 г/т), Ni (44–170 г/т), высокие значения фемического модуля ($FM = 0.12–0.19$) могут указывать на присутствие вулканогенного материала основного состава в исследованных породах [Дмитриева и др., 2008], в то же время фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 4.4–9.2$), наличие отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.54–0.80$) показывают присутствие в источнике сноса магматических пород кислого состава.

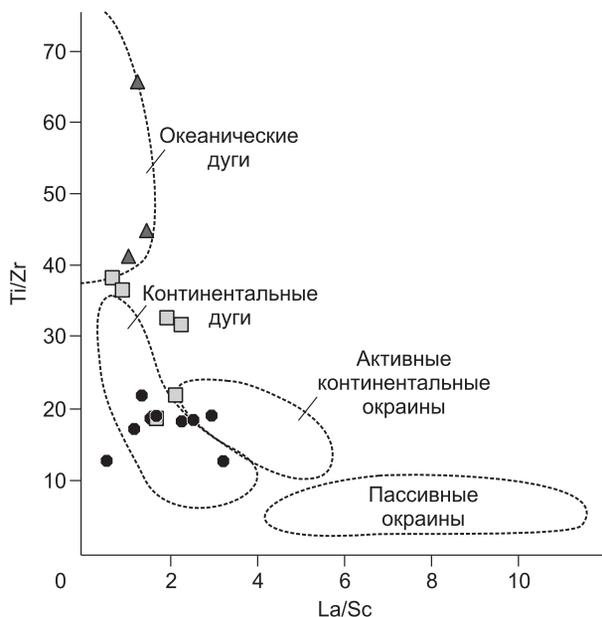


Рис. 7. Диаграмма Ti/Zr — La/Sc [Bhatia, Crook, 1986] для метасадочных пород Ольхонского террейна.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

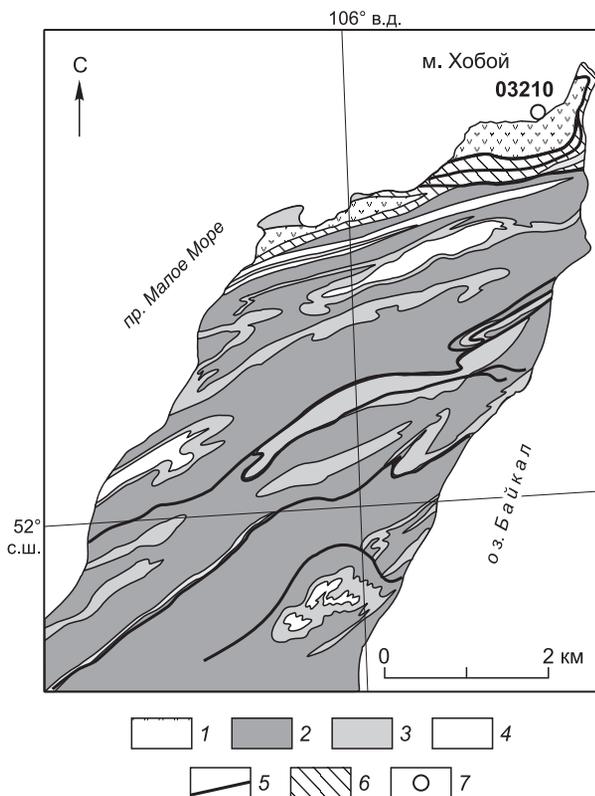


Рис. 8. Схема геологического строения метаморфического комплекса Хобой.

1 — породы гранулитовой фации метаморфизма (клинопироксеновые гранулиты, гнейсы гранат-ортопироксен-биотитового, шпинель-гранат-биотитового и гранат-кордиерит-биотитового составов); 2—4 — породы амфиболитовой фации метаморфизма: 2 — карбонатно-силикатные породы; 3 — мраморы; 4 — кварциты; 5 — жилы гранитов; 6 — бластомилониты; 7 — место отбора пробы для изотопного датирования.

Гранулиты комплекса Хобой характеризуются достаточно низкими значениями отношения La/Sc — 0.8—2.2 и повышенными значениями Ti/Zr , варьирующими от 18.4 до 39.4. На диаграмме в координатах $Ti/Zr-La/Sc$ [Bhatia, Crook, 1986] фигуративные точки гранулитов комплекса Хобой, подобно метаосадкам мыса Орсо, попадают в поле осадков континентальных дуг (или задуговых бассейнов) (см. рис. 7).

Изотопные характеристики гранулитов (обр. 03210) комплекса Хобой ($\epsilon_{Nd(500 \text{ млн лет})} = -3.2$; $T_{DM} = 1524$ млн лет) (см. табл. 2) подтверждают первично осадочную природу протолита этих пород, а также свидетельствуют в пользу существенной роли протерозойского корового компонента в их составе.

U-Pb анализ единичных зерен цирконов из образца клинопироксенсодержащего гранулита комплекса Хобой (обр. 03210) в ходе двух сессий был выполнен на приборе SHRIMP-II в Центре масс-спектрометрии Университета Кетина (Западная Австралия). Описания катодоллюминесцентных образов цирконов и используемой методики приведены в работе [Гладкочуб и др., 2008]. Всего были проведены измерения изотопных составов U и Pb в 22 зернах цирконов, где были изучены 16 кайм и 11 ядер (рис. 9; табл. 4).

Шестнадцать кайм цирконов имеют $^{238}U/^{206}Pb$ возрасты от 459 до 537 млн лет. Большинство из этих значений конкордантны (см. рис. 9). Каймы двух зерен цирконов (5.1r, 12.1r) имеют более древние возрасты — 519 и 537 млн лет соответственно и могут отражать частичный захват материала из центральных областей (ядер) цирконов в поле измерения изотопных составов. Семь анализов имеют $^{238}U/^{206}Pb$ возрасты, варьирующие от 484 до 459 млн лет и отражающие потери Pb. Группа из семи измеренных кайм цирконов обеспечивает конкордантное значение $^{238}U/^{206}Pb$ возраста 498 ± 7 млн лет ($MSWD = 1.86$). Данное значение может быть проинтерпретировано как время проявления в регионе гранулитового метаморфического события, обусловленного, вероятно, приращением изученного фрагмента Ольхонского террейна к Сибирскому кратону.

Интересная информация о характере протолита была получена при изотопном датировании ядер цирконов из рассматриваемого гранулита (метаосадка). Результаты измерений показали, что наименьшее значение возраста детритового циркона составляет 535 ± 5 млн лет (5.2c), в то время как возраст наиболее древнего ядра достигает 2753 млн лет (18.2c) (см. табл. 4). Согласно полученным результатам, все изученные ядра цирконов могут быть условно подразделены в раннедокембрийскую и позднедокембрийско-раннепалеозойскую группы. При этом первая группа цирконов может отражать вклад древнего кратонного источника, в то время как более молодые цирконы могли быть образованы в пределах эволюционирующих структур Палеоазиатского океана.

Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов (темные овалы — ядра, светлые — каймы) из гранулитов комплекса Хобой (обр. 03210).

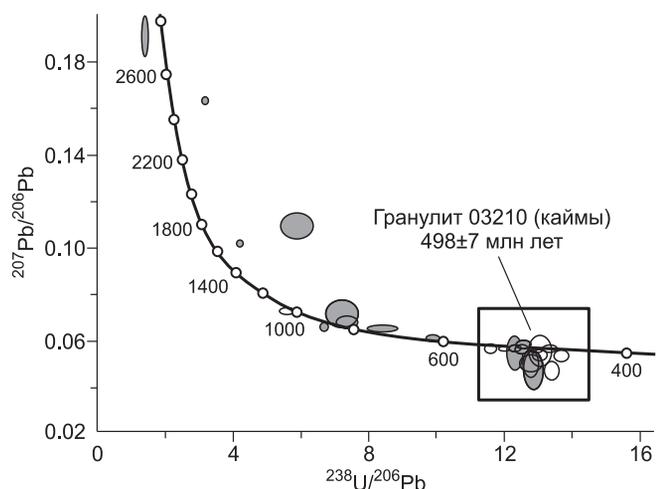


Таблица 4. Результаты U-Th-Pb анализа цирконов из гранулита мыса Хобой (обр. 03210)

Кристалл, кратер	^{238}U , г/г	^{232}Th , г/г	Th/U	f_{204} , %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$
<i>Сессия 1</i>								
1.1c	242	133	0.57	0.153	5.624 (0.171)	0.07291 (0.00101)	1055 ± 30	1012 ± 28
2.1r	383	86	0.23	0.336	12.938 (0.141)	0.05541 (0.00082)	479.9 ± 5.0	429 ± 33
2.2c	407	120	0.30	0.001	3.153 (0.066)	0.16308 (0.00066)	1776 ± 33	2488 ± 7
3.1r	269	72	0.28	0.524	13.273 (0.151)	0.05176 (0.00147)	468.2 ± 5.1	275 ± 65
3.2c	173	73	0.44	0.099	5.894 (0.307)	0.10970 (0.00362)	1010 ± 49	1794 ± 60
*4.1r	206	126	0.63	0.948	12.209 (0.144)	0.05620 (0.00276)	507.5 ± 5.8	460 ± 109
4.2c	113	48	0.44	0.519	12.767 (0.172)	0.06325 (0.00354)	486.1 ± 6.3	717 ± 119
5.1r	899	327	0.38	0.012	11.930 (0.127)	0.05729 (0.00040)	518.9 ± 5.3	503 ± 15
5.2c	3380	2013	0.62	0.012	11.548 (0.119)	0.05783 (0.00025)	535.4 ± 5.3	523 ± 9
6.1r	437	93	0.22	0.006	13.228 (0.139)	0.05692 (0.00056)	469.8 ± 4.8	488 ± 22
6.2c	310	168	0.56	0.056	8.424 (0.269)	0.06565 (0.00079)	723.2 ± 22	795 ± 25
7.1c	212	52	0.25	0.033	4.206 (0.049)	0.10186 (0.00069)	1375 ± 15	1658 ± 13
*8.1r	161	94	0.60	0.666	12.671 (0.152)	0.05366 (0.00218)	489.7 ± 5.6	357 ± 92
*16.1r	679	320	0.49	0.065	12.238 (0.126)	0.05722 (0.00052)	506.4 ± 5.0	500 ± 20
9.1c	146	48	0.34	-0.039	7.364 (0.200)	0.06764 (0.00188)	820.8 ± 21	857 ± 58
10.1c	142	80	0.58	0.168	6.705 (0.081)	0.06654 (0.00136)	896.2 ± 10	823 ± 43
12.1r	571	39	0.07	0.067	11.508 (0.121)	0.05730 (0.00070)	537.2 ± 5.4	503 ± 27
*13.1r	597	32	0.06	0.072	12.461 (0.141)	0.05796 (0.00070)	497.6 ± 5.4	528 ± 27
*14.1r	1314	186	0.15	0.642	12.420 (0.124)	0.05700 (0.00071)	499.2 ± 4.8	492 ± 27
15.1c	701	159	0.23	-0.099	9.890 (0.102)	0.06116 (0.00061)	620.9 ± 6.1	645 ± 22
17.1r	383	67	0.18	0.120	13.556 (0.144)	0.05522 (0.00089)	458.8 ± 4.7	421 ± 36
<i>Сессия 2</i>								
*18.1r	544	47	0.09	0.428	12.659 (0.209)	0.05370 (0.00140)	490.1 ± 7.8	359 ± 59
18.2c	182	47	0.27	0.079	1.381 (0.073)	0.19120 (0.00615)	3511 ± 143	2753 ± 53
19.1r	584	145	0.26	0.733	12.946 (0.222)	0.05642 (0.00241)	479.7 ± 7.9	469 ± 95
19.2c	155	126	0.84	0.519	7.179 (0.312)	0.07140 (0.00445)	840.7 ± 34	969 ± 127
*21.1r	214	72	0.35	0.768	12.743 (0.192)	0.05194 (0.00299)	487.0 ± 7.1	283 ± 132
22.1r	5396	586	0.11	0.027	12.839 (0.115)	0.05665 (0.00028)	483.5 ± 4.2	478 ± 11

Примечание. r = кайма кристалла, c = центр кристалла. f_{204} — пропорции обычного ^{206}Pb в сумме измеренного ^{206}Pb . Все отношения откорректированы на обычный Pb, с использованием измеренных $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Погрешности указаны на уровне 1σ . Неопределенности в $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и возрастах не включают калибровочную погрешность 0.30 % для сессии 1 и 0.38 % для сессии 2. Анализы кайм цирконов, отмеченные звездочками, были включены в расчет конкордантного возраста 498 ± 7 млн лет.

Анализы ядер цирконов в большинстве своем конкордантны (см. рис. 9). Четыре наиболее древних результата (от 1658 до 2753 млн лет) слегка или умеренно дискордантны, что позволяет рассматривать их как минимально допустимые значения возраста. Анализ 4.2c показывает $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст, равный 486 млн лет, при значении $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 717 млн лет. Подобная особенность может быть обусловлена потерей радиогенного Pb. Девять анализов ядер показывают близконкордантные возрасты, отвечающие интервалу 535—1012 млн лет.

Ядро наиболее древнего циркона (18.2c) имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2753 млн лет, типичный для пород фундамента южной части Сибирского кратона, в частности, в его Алданской провинции и Шарыжалгайского выступа [Poller et al., 2005]. Следующее, более молодое ядро (2.2c) имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2488 млн лет. Породы подобного возраста неизвестны в пределах Шарыжалгайского выступа, однако в структуре Алданской провинции встречаются гранитоиды близкой возрастной позиции [Сальникова и др., 1997]. Известно, что позднеархейские провинции представлены в структурах целого ряда древних кратонов (обзор в [Хаин, 2001]), однако полученные результаты не противоречат возможности участия детритового материала фундамента Сибирского кратона в бассейне седиментации. Ядра 7.1c и 3.2c показывают дискордантные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты 1658 и 1794 млн лет, которые могут трактоваться как минимально допустимые значения. Породы близкого возрастного интервала представлены в Великчано-Ул-

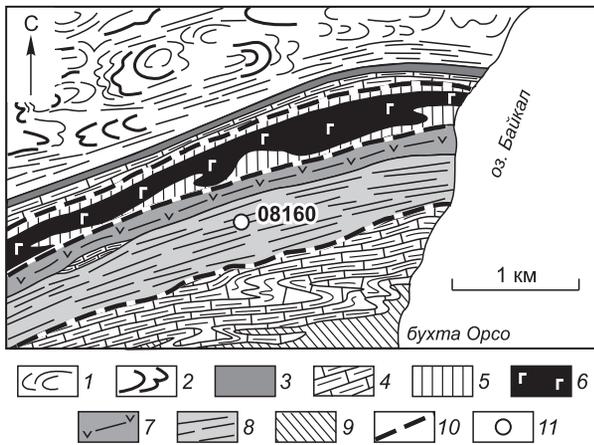


Рис. 10. Схематическая геологическая карта района бухты Орсо.

1 — гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, нерасчлененные; 2 — граниты синметаморфические (жильный комплекс); 3 — амфиболиты, иногда кварциты; 4 — мраморы; 5 — амфиболиты, кварциты, линзы мраморов, гипербазитов, тальковых сланцев; 6 — метагаббро, амфиболиты; 7, 8 — комплекс Орсо: 7 — толща, сложенная амфиболитами с редкими горизонтами гнейсов и линзами мраморов; 8 — толща, сложенная главным образом гнейсами с маломощными горизонтами амфиболитов; 9 — силикатно-карбонатные гнейсы, кварциты; 10 — швы бластомилонитов; 11 — место отбора пробы для определения возраста.

канском вулканоплутоническом поясе Алданской провинции [Larin et al., 1997]. Совокупность полученных датировок ядер цирконов в образце гранулит (метаосадка) 03210 позволяет нам предполагать Алданскую провинцию Сибирского кратона как возможный источник раннедокембрийского детритового материала в бассейне седиментации. Группа позднедокембрийских — раннепалеозойских ядер цирконов охватывает интервал от 1012 до 535 млн лет (см. рис. 9). Возрасты этих цирконов хорошо соотносятся с основными циклами корообразования, выделенными для островодужных террейнов Забайкалья и Северной Монголии [Khain et al., 2003], т.е. отражают корообразующие процессы, протекавшие в пределах Палеоазиатского океана.

Метаморфический комплекс Орсо [Fedorovsky et al., 2005] представлен в пределах сдвиговой пластины протяженностью около 25 км при максимальной ширине в плане 2 км. Комплекс представляет собой тонкое переслаивание метаморфитов по породам основного и кислого составов (рис. 10), которые, в свою очередь, представлены тонкозернистыми двуслюдяными (иногда с гранатом) гнейсами и амфиболитами. Главные минералы гнейсов — мусковит, биотит, кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. В качестве второстепенного минерала иногда присутствует гранат. Среди аксессуаров отмечены апатит, циркон, рудный минерал. Амфиболиты сложены роговой обманкой, эпидотом, кварцем и плагиоклазом. Аксессуары в амфиболитах представлены рудным минералом и сфеном.

Комплекс Орсо имеет тектонические контакты с соседствующими аллохтонами, выраженные системой бластомилонитовых швов. С северо-запада комплекс Орсо граничит с образованиями аллохтона, сложенного метагабброидами, амфиболитами, метагипербазитами, кварцитами и мраморами. Этот аллохтон отделяет комплекс Орсо от обширных полей развития мигматитов и гранитогнейсов Центральной купольной зоны Приольхонья [Fedorovsky et al., 2005]. С юго-восточной стороны к комплексу Орсо примыкает аллохтон, сложенный главным образом мраморами и силикатно-карбонатными гнейсами и кварцитами. На ряде участков наблюдается тектоническое перекрытие мраморами и мраморными меланжами «юго-западного» аллохтона гранат-двуслюдяных гнейсов и амфиболитов комплекса Орсо. Степень метаморфизма комплекса Орсо и соседствующих с ним аллохтонов не превышает условий амфиболитовой фации.

Примечательно, что ассоциация пород, слагающих комплекс Орсо, не встречена в иных участках Ольхонского террейна. Подобная черта комплекса в сочетании с тектоническими контактами, отделяющими его от соседствующих аллохтонов, позволяют выделить комплекс Орсо в качестве автономной сдвиговой пластины, участвующей в строении коллизионного коллажа Ольхонского метаморфического террейна.

Двуслюдяные гнейсы и двуслюдяные гнейсы с гранатом комплекса Орсо характеризуются высокими содержаниями SiO_2 , варьирующими от 69.8 до 74.6 мас.%, и умеренными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.9\text{—}6.6$ мас.%) (см. табл. 1). На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [1980] фигуративные точки гнейсов попадают в поля аркозов—субаркозов и полимиктовых алевролитов или в поле риолитов, которые практически полностью пе-

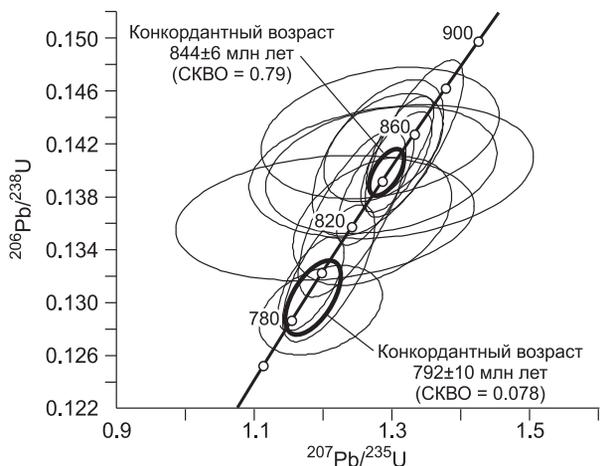


Рис. 11. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейса комплекса Орсо (обр. 08160).

рекрываются (см. рис. 6). Однако такие специфические особенности исследованных гнейсов, как повышенные значения фемического модуля, достигающие значения 0.82, относительно высокие содержания Ni (8—16 г/т) и Cr (32—76 г/т) при умеренном содержании Na₂O и K₂O (см. табл. 1), позволяют нам склоняться к выводу о метаосадочной природе исследованных пород [Юдович и др., 1996]. В то же время достаточно низкие значения титанового модуля, менее 0.039 (см. табл. 1), позитивная корреляция между титановым и железным модулями, титановым и гидролизатным модулями свидетельствуют о вулканогенно-осадочном происхождении гнейсов [Юдович и др., 1996]. Согласно [Юдович и др., 1996], на основании вышеизложенных петрогеохимических характеристик изученные гнейсы можно классифицировать как туффоиды кислого состава, принимая во внимание то, что под термином «туффоиды» авторы объединяют туфы, туффиты и туфогенные породы.

Для гнейсов комплекса Орсо характерны варьирующие значения La/Th (1.3—8.7) и Th/Sc (0.16—1.65), что может указывать на формирование данных пород за счет смешения терригенного материала, образованного в результате разрушения как основных, так и кислых магматических пород [Floyd, Leveridge, 1987; McLennan et al., 1993]. Низкие значения отношений Th/Cr (0.08—0.23) также могут свидетельствовать об определенной доле пород основного состава в источнике сноса для изученных пород [Cullers, 2000], а фракционированные спектры редкоземельных элементов (La_n/Yb_n = 2.2—18.0) и наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.67—0.79) показывают присутствие в источнике сноса магматических пород кислого состава.

Изученные гнейсы обнаруживают умеренно низкие значения La/Sc, варьирующие от 0.6 до 3.3, и значения Ti/Zr, изменяющиеся от 12.9 до 22.3. На диаграмме в координатах Ti/Zr—La/Sc [Bhatia, Crook, 1986] фигуративные точки гнейсов попадают в поле континентальных дуг, которое соответствует осадкам континентальных дуг и задуговых бассейнов (см. рис. 7).

Изотопные характеристики гнейсов комплекса Орсо (обр. 08150, 08160) ($\epsilon_{Nd(500 \text{ млн лет})} = -5.6...-10.8$; $T_{DM} = 1703, 1900$ млн лет) (см. табл. 2) свидетельствуют в пользу первично осадочной природы протолита этих пород, а также указывают на существенную роль протерозойского корового компонента в их составе.

Амфиболиты по своему составу соответствуют умеренно-щелочным базальтам. Содержание SiO₂ составляет в них 48.4—49.8 мас.%, щелочей (Na₂O + K₂O) — 1.6—2.5 мас.% (см. табл. 1). Эти породы характеризуются нефракционированным распределением редкоземельных элементов (La_n/Yb_n = 0.5—1.0), близким к базальтам типа N-MORB [Sun, McDonough, 1989]. По содержанию таких элементов, как Zr, Y, Hf, они также сопоставимы с базальтами N-MORB (см. рис. 4). Отличительными особенностями амфиболитов являются существенно повышенные содержания легких литофильных элементов, которые легко переносятся водным флюидом: Sr (149—211 против 90 г/т в N-MORB), Ba (41—173 против 6.3 г/т),

Таблица. 5. Результаты U-Pb анализа цирконов из двуслюдяного гнейса комплекса Орсо (пр. 08160)

Кристалл, кратер	²⁰⁶ Pb, %	U, г/т	Th, г/т	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/т	Изотопные отношения						Возраст, млн лет		
						(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	Rho	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1.1	1.43	231	285	1.28	28.70	0.06520	5.3	1.283	5.5	0.1428	1.4	0.256	860 ± 11	779 ± 110
2.1	0.25	64	47	0.76	7.51	0.06770	3.4	1.271	3.7	0.1362	1.4	0.391	823 ± 11	859 ± 71
3.1	0.69	75	38	0.52	9.09	0.06730	6.3	1.299	6.5	0.1399	1.5	0.226	844 ± 12	848 ± 130
5.1	0.05	568	165	0.30	69.30	0.06707	1.1	1.312	1.5	0.1418	1.1	0.705	855.1 ± 8.6	840 ± 22
6.1	0.07	382	198	0.53	43.20	0.06521	1.2	1.182	1.7	0.1315	1.1	0.662	796.1 ± 8.2	781 ± 26
7.1	0.41	178	160	0.93	21.80	0.06590	2.5	1.287	2.8	0.1417	1.2	0.428	854.3 ± 9.4	803 ± 52
8.1	0.18	432	269	0.64	49.20	0.06620	1.6	1.208	2.3	0.1323	1.6	0.700	801 ± 12	814 ± 34
9.1	0.14	548	232	0.44	65.50	0.06663	1.2	1.276	1.8	0.1389	1.3	0.733	838 ± 10	826 ± 26
10.1	0.60	91	81	0.92	11.00	0.06650	5.2	1.284	5.3	0.1400	1.4	0.262	845 ± 11	823 ± 110
11.1	1.78	1024	379	0.38	116.00	0.06700	2.9	1.196	3.1	0.1295	1.1	0.347	784.9 ± 7.8	838 ± 60
12.1	0.10	273	124	0.47	33.50	0.06785	1.4	1.332	2.2	0.1424	1.7	0.773	858 ± 14	864 ± 29
13.1	0.92	137	53	0.40	16.20	0.06390	7.2	1.202	7.4	0.1364	1.4	0.191	824 ± 11	739 ± 150
14.1	0.38	328	94	0.29	38.70	0.06590	1.7	1.242	2.6	0.1367	1.9	0.731	826 ± 15	802 ± 37
15.1	0.09	422	172	0.42	51.10	0.06737	1.2	1.306	1.6	0.1406	1.1	0.678	848.2 ± 8.7	849 ± 25
16.1	0.28	196	194	1.02	23.90	0.06590	2.5	1.280	3.0	0.1409	1.7	0.562	850 ± 14	802 ± 53

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Pb_c и Pb* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно.

Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.43 % (1σ). Rho — коэффициент корреляции изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U — ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

(1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ²⁰⁴Pb.

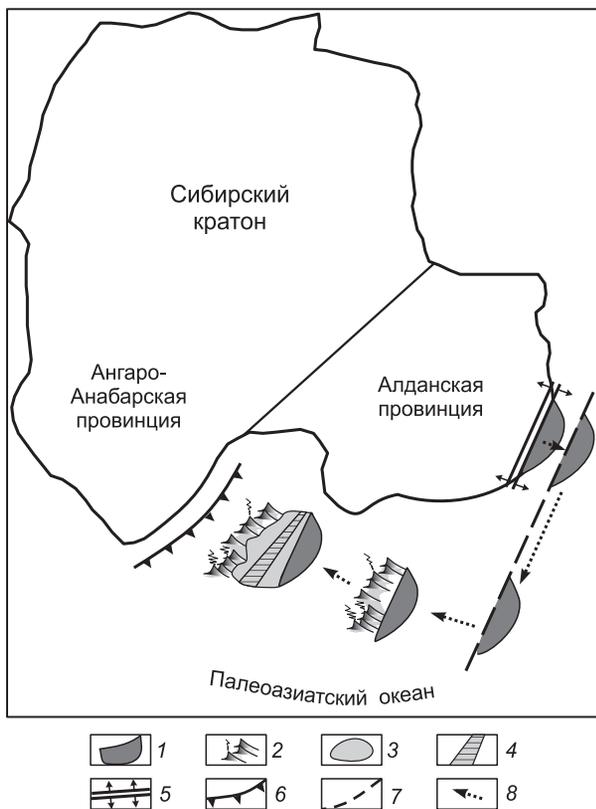


Рис. 12. Схема возможной миграции Баргузинского микроконтинента в неопротерозое—раннем палеозое.

1 — Баргузинский микроконтинент; 2 — островная дуга; 3 — задуговой бассейн; 4 — зона задугового спрединга; 5 — неопротерозойская рифтовая зона на юго-востоке Сибирского кратона; 6 — палеосубдукционная зона; 7 — предполагаемый трансформный разлом; 8 — направление возможной миграции Баргузинского микроконтинента в неопротерозое—раннем кембрии.

а также Th (0.11—0.60 против 0.12 г/т). Обогащение родоначальных для амфиболитов базальтов этими компонентами может свидетельствовать о смешении вещества источника N-MORB и надсубдукционного флюидного компонента в обстановке задугового бассейна [Зоненшайн и др., 1995]. Амфиболиты характеризуются варьирующими значениями отношений Ce/Nb (3.9—7.8) и Th/Nb (0.06—0.67) и на диаграмме Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] их фигуративные точки образуют тренд от базальтов N-MORB к островодужным базальтоидам, подтверждая сделанные выше выводы (см. рис. 4).

Для определения возраста вулканических событий, ответственных за образование туфовой составляющей в рассматриваемых породах, из двуслюдяного гнейса (обр. 08160) была выделена

монофракция цирконов (более 120 зерен). Для выделенных цирконов были получены катодоллюминесцентные (CL) образцы, свидетельствующие о том, что все зерна не имеют явно выраженных темных (древних) ядер и ярких кайм, появление которых характерно для цирконов, испытавших частичную перекристаллизацию в условиях высоких фаций метаморфизма. Максимальная длина исследованных зерен достигает 240 мкм, при минимальной длине зерен около 65—70 мкм. Облик кристаллов субидиоморфный с коэффициентом удлинения (отношение длины к ширине) до 2.4. Большинство цирконов имеют хорошо выраженную осцилляционную зональность. Th/U отношения в проанализированных зернах достаточно высоки (1.28—0.30), что, так же как и морфологические характеристики цирконов, указывает на их магматическую природу [Hanchar, Hoskin, 2003].

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 35 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001]. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX. Всего изотопный состав U-Th-Pb был изучен в 15 цирконах. Результаты анализа цирконов из пр. 08160 представлены в табл. 5 и на рис. 11.

U-Pb результаты, нанесенные на диаграмму $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, локализуются вблизи конкордии в интервале $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов от 785 ± 8 до 860 ± 11 млн лет. Полученные значения хорошо группируются в два возрастных кластера, отвечающих конкордантным группам с возрастными 792 ± 10 и 844 ± 6 млн лет, при этом на графике имеются и значения, занимающие промежуточное положение между выделенными возрастными кластерами (см. рис. 11). Датировки, полученные по цирконам из гнейсов комплекса Орсо, позволяют оценить минимальную продолжительность вулканической активности в пределах палеоостровной дуги с интервалом около 50 млн лет. Исходя из того, что в породе не обнаружены более древние и более молодые цирконы, можно предположить, что накопление осадочно-вулканогенной толщи, ставшей протолитом для изученных гнейсов, происходило в пределах изолированного бассейна, в который на протяжении около 50 млн лет поступал пеплово-туфовый материал из прилегающей островной дуги.

Примечательно, что ядро циркона с возрастом около 840 млн лет обнаружено в гранулите комплекса Хобой (см. табл. 4, 19.2с). Подобная находка свидетельствует о широкой площадной распространенности вулканической активности данного возрастного интервала в пределах неопротерозойской активной окраины.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Полученные результаты геологического, петролого-геохимического и изотопно-геохронологического изучения метаморфических комплексов Хадарта, Хобой и Орсо позволяют сделать предположение об их формировании в пределах единой системы активной континентальной окраины древнего сиалического блока, включающей в себя образования островной дуги (Хадарта) и задугового бассейна (Хобой, Орсо). В качестве сиалического блока, возможно, выступал Баргузинский микроконтинент [Федоровский и др., 1995; Добрецов, Буслов, 2007].

Вероятно, фрагмент континентальной коры, составляющей ядро Баргузинского микроконтинента (как и ряда других микроконтинентов Южной Сибири, согласно [Kuzmichev et al., 2001]), первоначально принадлежал Алданской провинции Сибирского кратона. В позднем мезопротерозое (около 1 млрд лет) на стадии рифтогенеза, связанного с заложением пассивной окраины вдоль юго-восточной части кратона [Khudoley et al., 2001], этот фрагмент откололся от Сибирского кратона и по серии трансформных разломов сместился в юго-западном направлении (в современных координатах) (рис. 12). В последующем, по мере поглощения океанической коры в зоне субдукции, располагавшейся вблизи южного фланга Сибирского кратона, микроконтинент смещался к северо-западу (см. рис. 12), а в пределах его западного фланга могло начаться заложение и развитие активной континентальной окраины (рис. 13). Стагнация океанической плиты в переходной зоне мантии [Зорин и др., 2009] способствовала растяжению коры над зоной субдукции, рассеянному спредингу и возникновению задугового бассейна (см. рис. 13). К релик-

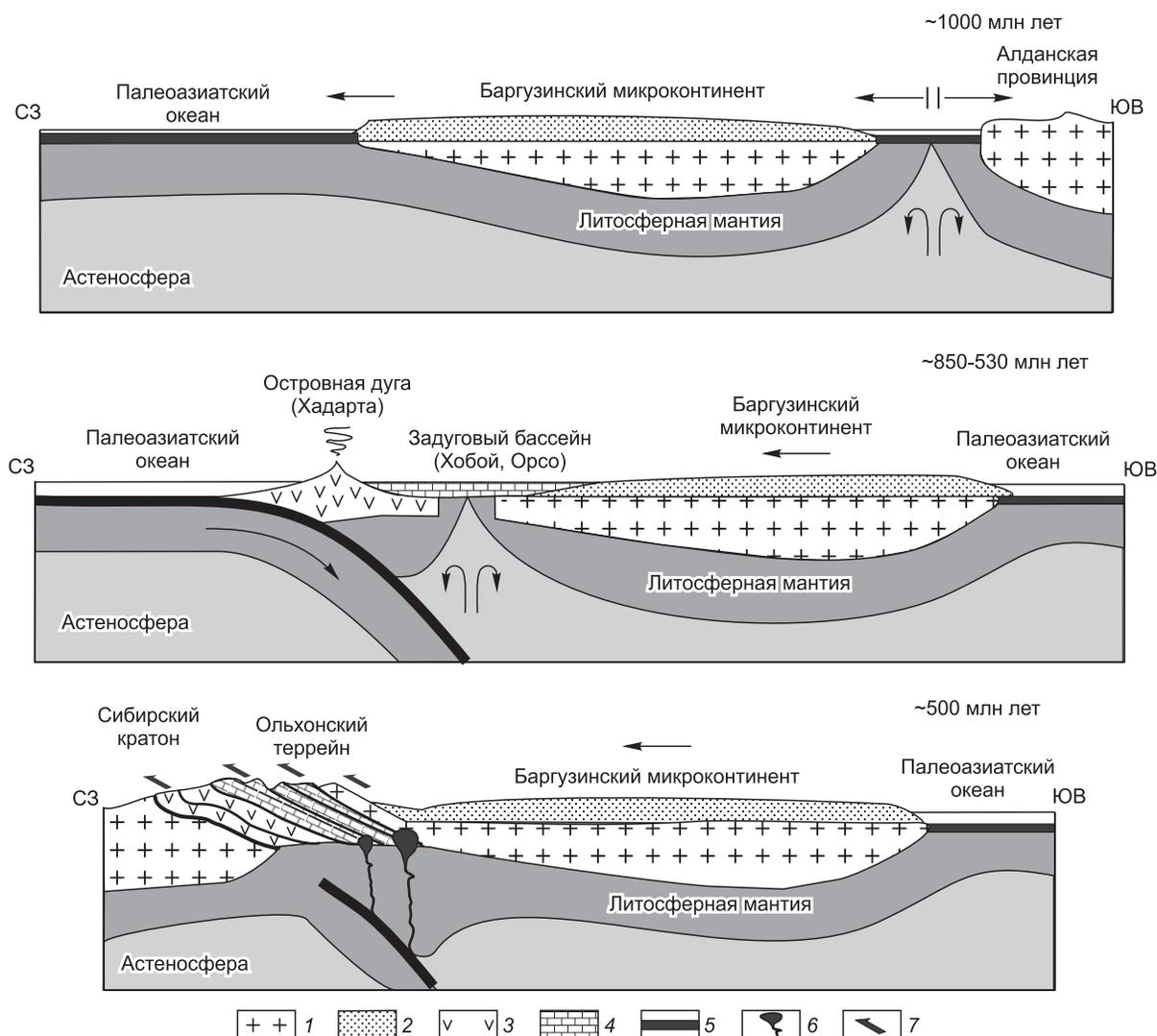


Рис. 13. Модель эволюции активной окраины Баргузинского микроконтинента и возникновения Ольхонского метаморфического террейна.

1 — докембрийский фундамент Сибирского кратона; 2 — докембрийский чехол; 3 — островодужные образования; 4 — образования задугового бассейна; 5 — океаническая кора; 6 — синтетектонические интрузии; 7 — надвиги.

там отложений этого задугового бассейна, по-видимому, могут быть отнесены изученные нами вулканические и вулканогенно-осадочные образования комплекса Орсо, а также метаосадочные породы комплекса Хобой. Кроме этого, к осадочным образованиям этого бассейна ранее были отнесены метаграувакки, кварциты и мраморы Ольхонской зоны [Макрыгина и др., 2007].

Развитие надсубдукционных процессов в активной окраине микроконтинента продолжалось вплоть до начала раннего палеозоя (535 млн лет), о чем свидетельствует возраст детритового циркона (см. табл. 4, 5.2с), обнаруженного в гранулитах комплекса Хобой. В последующем, около 500 млн лет назад (возраст гранулитового метаморфизма), Баргузинский микроконтинент причленился к южному флангу Сибири, а комплексы его активной окраины были обдурцированы на край Сибирского кратона (см. рис. 13), образовав своей совокупностью Ольхонский метаморфический террейн. При этом степень метаморфической переработки пород убывает по мере удаления от края кратона к микроконтиненту, что, согласно [Зорин и др., 2009], свидетельствует о надвигании орогена на континент по единой поверхности надвига. Амплитуда горизонтальных перемещений при этом для юго-восточной части Сибири оценивается несколькими десятками километров [Zorin et al., 1999]. Процессы надвигообразования [Fedorovsky et al., 2005] сопровождалась коллизионным магматизмом с возрастом около 500 млн лет (см. рис. 13) [Gladkochub et al., 2008]. Стоит заметить, что причленение микроконтинента к кратону осуществлялось по механизму косо́й коллизии, благодаря чему стадия синорогенического коллапса, проявившегося в пределах Ольхонского террейна, протекала на фоне преобладания сдвиговых перемещений. К этой стадии приурочено внедрение многочисленных интрузий, возраст которых варьирует в интервале 470—460 млн лет (обзор в [Fedorovsky et al., 2005]). Данные интрузии фиксируют финальные проявления масштабной эндогенной активности в регионе и отражают завершение процесса преобразования активной окраины Баргузинского микроконтинента в коллизионно-аккреционный ороген.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Субстратом для метаморфитов комплексов Хадарта, Хобой и Орсо могли быть породы активной континентальной окраины (система островная дуга—задуговой бассейн). U-Pb датирование цирконов (SHRIMP-II) из гнейсов комплекса Орсо показало, что начальные стадии развития задугового бассейна в пределах активной окраины отвечают интервалу времени 840—800 млн лет.

2. Значительная часть тектонических единиц, составляющих Ольхонский террейн, является фрагментами активной окраины Баргузинского микроконтинента, отколовшегося от Алданской провинции Сибирского кратона в раннем неопротерозое (~1000 млн лет назад) и причленившегося к Сибири в раннем палеозое (~500 млн лет назад).

3. Причленение Баргузинского микроконтинента к кратону сопровождалось проявлением высокоградного метаморфизма, индикаторами которого являются гранулиты комплексов Хадарта и Хобой. Возраст этих комплексов составляет 507 ± 8 и 498 ± 7 млн лет соответственно (U-Pb датирование цирконов, SHRIMP-II). Этот временной рубеж может быть обозначен как начальный этап формирования Ольхонского метаморфического террейна.

4. Новые данные, полученные для Ольхонского террейна, хорошо соотносятся с результатами датирования других высокометаморфизованных комплексов, локализованных вдоль южного фланга Сибирского кратона (Слюдянка [Котов и др., 1997], Китойкин [Донская и др., 2000], Дерба [Туркина и др., 2007]) и отражают ранние стадии становления Центрально-Азиатского складчатого пояса.

5. Полученные результаты позволяют интерпретировать Ольхонский метаморфический террейн как раннепалеозойский коллизионный композит различных фрагментов неопротерозойской активной окраины Баргузинского микроконтинента.

Авторы выражают признательность рецензентам А.П. Смелову и С.И. Дрилю за конструктивные замечания и рекомендации, способствовавшие улучшению качества предлагаемых интерпретаций.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00245, 08-05-00177, 08-05-98070), ФЦПК (ГК 02.740.11.0446), Фонда содействия отечественной науке, программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3), интеграционного проекта ОНЗ СО РАН № 13, НОЦ «Байкал» (РНП.2.2.1.1.7334).

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д., Поллер У., Тодт В. Новые данные о возрасте и субстрате гранулитов Ольхонской коллизионной системы (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН, 2008, т. 419 (6), с. 788—793.

Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрогеохимические особенности метатерригенных пород Канского блока Восточного Саяна: реконструкция источников сноса и условий осадкообразования // Литология и полезные ископаемые, 2008, № 2, с. 186—201.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374 (7), с. 1075—1079.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Федоровский В.С., Поллер У., Вингейт М. Петрология и геохронология гранулитов Ольхонской коллизионной системы (комплексы Хадарта и Хобой) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2005, т. 1, с. 84—88.

Донская Т.В., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология, 2008, т. 16 (5), с. 452—479.

Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Симонов В.А., Бобров В.А. Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // Докл. РАН, 1995, т. 341 (4), с. 532—535.

Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5 (4), с. 380—393.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980, 100 с.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5 (2), с. 3—12.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 80—93.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

Хаин В.Е. Тектоника океанов и континентов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.

Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кетрис М.П. Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах Приполярного Урала // Докл. РАН, 1996, т. 351 (3), с. 383—386.

Bhattacharya A., Krishnakumar K.R., Raith M., Sen S.K. An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase quartz barometer // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 629—656.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 92, p. 181—193.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol., 1993, v. 104, p. 1—37.

Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian — Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos, 2000, v. 51, p. 181—203.

Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osaе S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // Precamb. Res., 2008, v. 162, p. 403—423.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhono-shin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IEC SB RAS, 2005, p. 5—76.

Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc. London*, 1987, v. 144, p. 531—542.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc. London*, 2008, v. 165, p. 235—246.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Hanchar J. H., Hoskin P.W.O. Zircon // *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, 502 p.

Hoinkes G. Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite-zone samples from the Austroalpine Schneeberg Complex // *Contr. Miner. Petrol.*, 1986, v. 92, p. 393—399.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and a chondrites, II. // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic. new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precamb. Res.*, 2003, v. 122, p. 329—358.

Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia // *Precamb. Res.*, 2001, v. 111, p. 129—163.

Koziol A.M., Newton R.C. Grossular activity-composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 103, p. 423—433.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precamb. Res.*, 2001, v. 110, p. 109—126.

Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73—1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Annales de Academia Brasiliiana Ciencias*, 1997, v. 69, p. 295—312.

Ludwig K.R. SQUID 1.02: a user's manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 2001, v. 2, 19 p.

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds. M.J. Johnsson, A. Basu // *Geol. Soc. Amer.*, Special paper 284, 1993, p. 21—40.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // *Philosophical Transactions, Royal Society of London*, 1978, v. 288, p. 457—469.

Raith M., Raase P., Ackermann D., Lal R.K. Regional geothermobarometry in the granulite facies terrane of South India // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1983, v. 73, p. 221—244.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol (Special Lithosphere Issue)*, 1988, p. 415—445.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. of London*, Special publication 42, Blackwell Scientific, London, 1989, p. 313—345.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Zorin Yu. A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.

*Поступила в редакцию
24 июня 2009 г.*