

УДК 551.253:551.24.035

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПРИРОДЕ И ВОЗРАСТЕ ПРОТОЛИТА
ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ТЕКТОНИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА:
СВЯЗЬ С РАННИМ ЭТАПОМ ФОРМИРОВАНИЯ
ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА**

И. И. Лиханов^{1,*}, К. А. Савко²

Представлено академиком РАН Н.П. Похиленко 08.11.2016 г.

Поступило 03.10.2016 г.

Петрогеохимические характеристики высокобарических мафических тектонитов Приенисейской сдвиговой зоны Енисейского кряжа свидетельствуют о том, что их протолитами являлись базальты типа N-MORB и E-MORB с возрастом $701,6 \pm 8,4$ млн лет. Образование более примитивных по химическому составу N-MORB-базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. Более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащённого мантийного субстрата на более поздних этапах спрединга. Эти события фиксируют ранний этап развития Палеоазиатского океана на западной окраине Сибирского кратона.

Ключевые слова: геохимия, протолит, U–Pb SHRIMP-II-датирование по циркону, Енисейский кряж, Палеоазиатский океан.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524846739-744>

В докембрийской истории Енисейского кряжа офиолитовые и островодужные комплексы Исаковского и Предивинского террейнов были вовлечены в процессы формирования конвергентной границы “кордильерского типа”, контролируемой субдукцией океанической коры под активную континентальную окраину [1]. Об этом свидетельствует обнаружение реликтов глаукофановых сланцев в высокобарических тектонитах Приенисейской сутурной зоны [2] и существенное влияние субдукционной компоненты при формировании пород океанической коры в регионе [3]. Однако вопросы пространственно-временных корреляций этих докембрийских террейнов с развитием Палеоазиатского океана и их последующей аккрецией к Сибирскому кратону далеки от окончательного решения [4]. В этой связи мы провели геохимическое и геохронологическое изучение высокобарических пород из тектонического меланжа сдвиговой зоны с целью реконструкции состава, геодинамической природы и возраста их протолитов.

Объект исследования работ расположен на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа в преде-

лах Приенисейской региональной тектонической зоны (ПРТЗ) [5]. Она тесно связана с Байкало-Енисейским разломом, протягиваясь вдоль западной окраины Сибирского кратона не менее чем на 200 км при ширине 30–50 км. Её структура — система сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, надвиговой кинематики с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования, динамометаморфизма [6]. В районе исследования в её строении выделяют 3 крупных докембрийских блока (с востока на запад): континентальный гнейсо-амфиболитовый, метаофиолитовый метабазит-ультрабазитовый, вулканоплутонический [2]. Первый блок сложен породами гаревского метаморфического комплекса, в составе которого наиболее распространены биотитовые плагиогнейсограниты немтихинской толщи, порфиробластические гранитогнейсы и кристаллические сланцы малогаревской толщи [7]. Последние два блока относятся к Исаковскому террейну, аккретировавшему в венде к Сибирскому континенту [1, 8]. Офиолитовые ассоциации второго блока представлены амфиболизированными толеитовыми метабазами и метабазит-ультрабазитами. Вулканоплутонический островодужный блок преимущественно сложен породами метадацит—андезит—базальтовой ассоциации [2].

Эти породы входят в состав субдукционно-аккреционного комплекса, где встречаются в виде

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

² Воронежский государственный университет

*E-mail: likh@igm.nsc.ru

тектонических пластин, линз или блоков в серпентинитовом меланже. Тектонический меланж разновозрастных и разномасштабных блоков высоко- и слабометаморфизованных пород разного состава свидетельствует о неоднократной реактивизации ПРТЗ в неопротерозое [9].

Породы, локализованные в тектоническом шве поздненеопротерозойского возраста на границе кратона с островодужно-океаническим террейном, испытали два этапа метаморфизма. На первом этапе сформировались глаукофановые сланцы при *PT*-параметрах ~8–9 кбар/400 °С. На втором этапе они подверглись синэксгумационному динамометаморфизму вендского (~600 млн лет) возраста с ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240 °С [2]. Верхняя возрастная граница их формирования ограничена внедрением субщелочных лейкогранитов гранитов Осиновского массива [10].

В табл. 1 приведены содержания главных, редких элементов и ряд их индикаторных отношений для представительных проб высокobarических тектонитов. По диапазону кремнекислотности ($\text{SiO}_2 = 41,8\text{--}48,7$ мас.%) изученные метабазиты отвечают вулканитам основного состава. Для них характерны умеренные содержания суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3$ мас.%) со значительным преобладанием Na_2O над K_2O и существенными вариациями Fe_2O_3 (8–18 мас.%), MgO (6–10 мас.%), TiO_2 (0,9–1,4 мас.%), P_2O_5 (0,07–0,23 мас.%). Общая железистость меняется в узком диапазоне от 0,53 до 0,64. Повышенная магнезиальность ($\text{MgO} > 8$ мас.%), пониженная глиноземистость и низкое содержание K_2O (0,05–0,3 мас.%) позволяют отнести большинство разностей пород к оливиновым базальтам с переходом к пикробазальтам, с одной стороны, и к базальтам, с другой.

Таблица 1. Содержания главных (мас.%), редких (г/т) элементов и их индикаторные отношения в метабазитах Исаковского террейна

Компонент	№ образца						
	1	2	3	4	11	12	14
SiO_2	48,05	42,94	44,03	41,81	48,11	48,71	45,37
TiO_2	0,91	0,92	1,35	1,37	1,19	1,30	1,06
Al_2O_3	18,27	16,14	15,41	15,76	16,13	14,29	15,68
Fe_2O_3	8,60	11,72	11,99	18,08	12,29	11,71	11,21
MnO	0,11	0,17	0,19	0,50	0,19	0,21	0,17
MgO	7,54	7,90	9,70	10,16	6,11	8,30	9,12
CaO	12,34	9,58	11,19	6,97	11,76	10,62	13,07
Na_2O	2,55	2,84	1,68	1,11	2,29	2,60	1,47
K_2O	0,31	0,28	0,08	0,05	0,13	0,08	0,05
P_2O_5	0,08	0,09	0,14	0,14	0,08	0,15	0,11
BaO	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
SO_3	0,04	0,12	0,13	0,16	<0,03	<0,03	<0,03
V_2O_5	0,03	0,029	0,047	0,047	0,05	0,05	0,05
Cr_2O_3	0,04	0,046	0,032	0,029	0,05	0,02	0,03
NiO	0,01	0,029	0,005	<0,003	0,01	0,01	0,01
LOI	1,41	7,49	3,89	3,84	1,23	1,48	2,64
SUM	100,33	100,30	99,85	100,03	99,64	99,56	100,09
Rb	0,9	4,5	0,62	0,75	2,8	1,66	0,55
Sr	79	133	133	49	92	115	98
Y	36	23	28	29	34	29	33
Zr	74	62	85	87	84	80	82
Nb	2,2	7,6	6,1	5,5	4,3	3,2	3,4
Cs		0,41	<0,1	<0,1			
Ba	12	5,8	8,4	6,1	19	22	9,4
La	1,6	6,2	5,3	5,6	1,1	2,2	2,3

Компонент	№ образца						
	1	2	3	4	11	12	14
Ce	6,8	13,0	12,2	12,8	8,4	10,3	7,1
Pr	1,2	1,96	1,98	2,1	1,57	1,48	1,28
Nd	6,7	8,9	9,5	9,8	8,1	8,6	7,8
Sm	2,7	2,7	3,2	3,1	2,5	3,1	2,7
Eu	1,02	1,05	1,35	1,18	1,04	1,05	1,08
Gd	3,51	3,3	4,1	3,9	3,31	3,79	3,63
Tb	0,66	0,62	0,78	0,75	0,69	0,64	0,68
Dy	4,57	4,1	5,1	5,2	5,02	4,41	4,78
Ho	1,04	0,87	1,07	1,15	1,11	0,99	1,02
Er	3,14	2,7	3,3	3,5	2,98	2,87	3,09
Tm	0,46	0,41	0,51	0,56	0,48	0,39	0,45
Yb	3,02	2,6	3,2	3,6	2,89	2,94	3,07
Lu	0,48	0,39	0,48	0,53	0,42	0,43	0,39
Hf	2,08	1,78	2,4	2,5	1,96	2,11	1,7
Ta	0,19	0,54	0,39	0,52	0,18	0,26	0,27
Th	0,14	0,72	0,51	0,69	0,16	0,28	0,38
U	0,06	0,21	0,15	0,18	0,08	0,07	0,05
<i>f</i>	0,51	0,57	0,53	0,62	0,64	0,56	0,53
La/Yb(<i>n</i>)	0,36	1,60	1,13	1,06	0,26	0,50	0,51
La/Sm(<i>n</i>)	0,37	1,45	1,06	1,15	0,28	0,45	0,54
Gd/Yb(<i>n</i>)	0,94	1,01	1,03	0,88	0,92	1,04	0,95
Eu/Eu*	1,01	1,07	1,14	1,03	1,10	0,93	1,05
Ce/Ce*	1,12	0,89	0,90	0,89	1,27	1,33	0,98
LREE/HREE	1,32	2,56	2,04	2,07	1,50	1,84	1,47
Sum REE	36,90	48,85	52,07	53,75	39,61	43,19	39,37

Примечание. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n/(\text{Sm}_n + \text{Gd}_n) \times 0,5$; f (мол. количества) = $(\text{FeO} + 0,9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + 0,9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$; Sum и Sum REE — сумма главных и редкоземельных элементов соответственно. Содержания главных элементов получены на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы “Carl Zeiss Jena”. Концентрации редких элементов установлены на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+.

Наиболее существенны различия этих пород по редкоземельному составу. Более распространённые низкотитанистые породы отличаются пониженными содержаниями REE ($\text{Sum REE} = 37\text{--}39 \text{ ppm}$) и наклонным концентрационным профилем распределения с $(\text{La/Yb})_n < 0,5$ (табл. 1; рис. 1а), характерным для нормальных базальтов срединно-океанических хребтов N-типа (N-MORB). Спектры REE высокотитанистых метабазитов обогащены LREE ($\text{Sum REE} = 43\text{--}54 \text{ ppm}$) и имеют плоский профиль распределения $(\text{La/Yb})_n > 1$, что типично для обогащённых базальтов океанического дна E-типа (E-MORB) (рис. 1а). Общее для большинства мультиэлементных спектров — деплетирование в отношении LILE (Rb, Ba) и отчётливо выраженные K- и Sr-минимумы (рис. 1б). Влияние субдукционной компоненты для этих пород выражается в более высоких по сравнению с N-MORB содержаниях Ba, Th, Ta, Nb, Zr, Hf.

В целом изученные метабазиты имеют слабо фракционированные мультиэлементные спектры, занимающие промежуточное положение между спектрами N- и E-MORB-базальтов (рис. 1а).

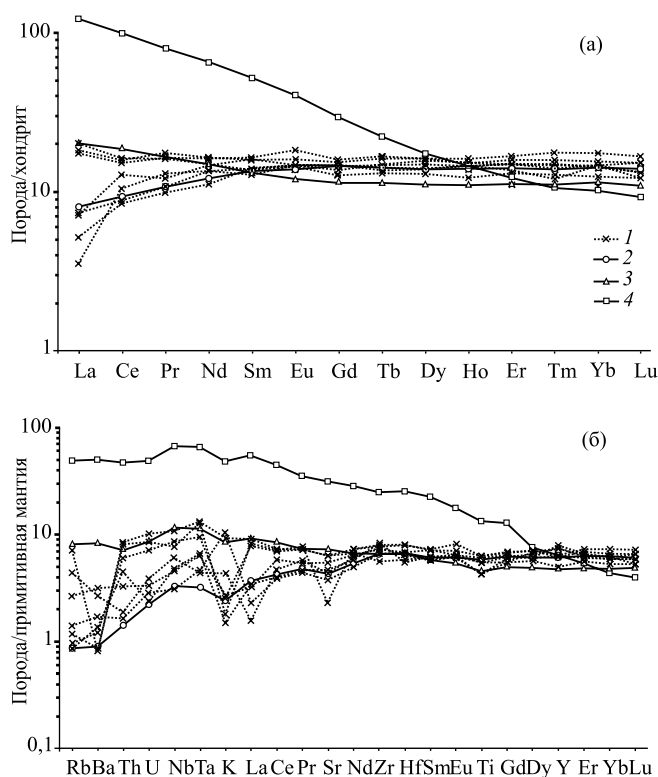


Рис. 1. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту (а), и спайдердиаграммы содержаний микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии (б), для метабазитов Исаковского террейна (1) в сравнении с основными разновидностями базальтов: N-MORB (2), E-MORB (3), OIB (4).

По ряду петро- и геохимических параметров эти породы сопоставимы с метабазитами Панимбинско-Рыбинского вулканического пояса в Приангарье (рис. 2). Принадлежность этих пород к группе нормальных и обогащённых базальтоидов подтверждается диагностическими диаграммами, основанными на соотношениях концентраций Hf–Th–Ta (рис. 2а), Zr–Nb–Y (рис. 2б), $\text{P}_2\text{O}_5\text{--TiO}_2$ (рис. 3а) и Nb/Y–Zr/Y (рис. 3б). Обзор этих диаграмм в [11]. Это отличает их от более древних габброидов дайкового пояса [12] и ортоамфиболитов западной окраины Енисейского кряжа [13], относящихся к внутриплитным базальтоидам и островодужным толеитам. В отличие от пород Исаковского террейна, эти породы обогащены LREE и имеют более дифференцированные спектры распределения элементов с высокими отношениями: $(\text{La/Yb})_n$ до 6, $(\text{La/Sm})_n$ до 2,5, $(\text{Gd/Yb})_n > 2$, что указывает на образование их протолитов из обогащённого мантийного источника или контаминацию коровым материалом. Для них характерны повышенные концентрации крупноионных литофильных (Rb, Ba, K), радиоактивных (Th, U), высоkozарядных (Nb, Ta, Zr, Hf) элементов. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y точки составов таких метабазитов находятся преимущественно в области внутриплитных базальтов между E-MORB и OIB, а по ряду петрогеохимических особенностей они сопоставимы с толеитовыми базальтами океанических островных дуг [12, 13].

Контрастные типы редкоземельных и мультиэлементных спектров для метабазитов разного петрохимического состава свидетельствуют в пользу унаследования распределения и уровня концентраций редких элементов от магматических протолитов — родоначальных магм [14]. Характер редкоземельных спектров, различные величины $(\text{La/Sm})_n$, $(\text{La/Yb})_n$ и содержания Hf, Zr, Nb, Ta отражают разную деплетированность состава мантийных источников или степень плавления. Протолиты низкотитанистых метабазитов Исаковского террейна с пониженными Nb/Y, Zr/Y могли образоваться при частичном плавлении деплетированного мантийного источника, обеднённого несовместимыми элементами-примесями и сопоставимого по своим геохимическим характеристикам с верхней мантией, продуцирующей базальты N-MORB. Повышенные Nb/Y, Zr/Y для более титанистых пород указывают на обогащённый характер их мантийных компонентов, ответственных за формирование преимущественно E-MORB-базальтов.

U–Pb-датирование цирконов из пробы 14 метабазитов выполнено на ионном микрозонде

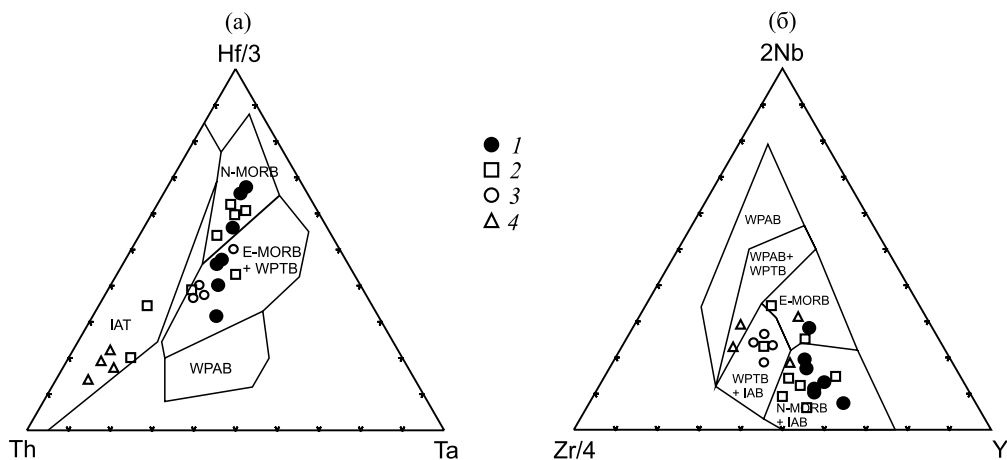


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов метабазитов Исаковского террейна (1) по сравнению с более древними (2) метабазитами Рыбинско-Панинбинского вулканического пояса (1100 млн лет) [11], (3) амфиболитами дайкового пояса ПРСЗ (800 млн лет) [12], (4) ортоамфиболитами гаревского комплекса (900 млн лет) [13] на диаграммах Hf–Th–Ta (a) и Zr–Nb–Y (б). Поля составов на диаграммах: N- и E-тип MORB — “нормальные” и “обогащённые” базальты срединно-океанических хребтов, WPAB — внутриплитные щелочные базальты, WPTB — внутриплитные толеитовые базальты, IAB — островодужные базальты, IAT — островодужные толеиты.

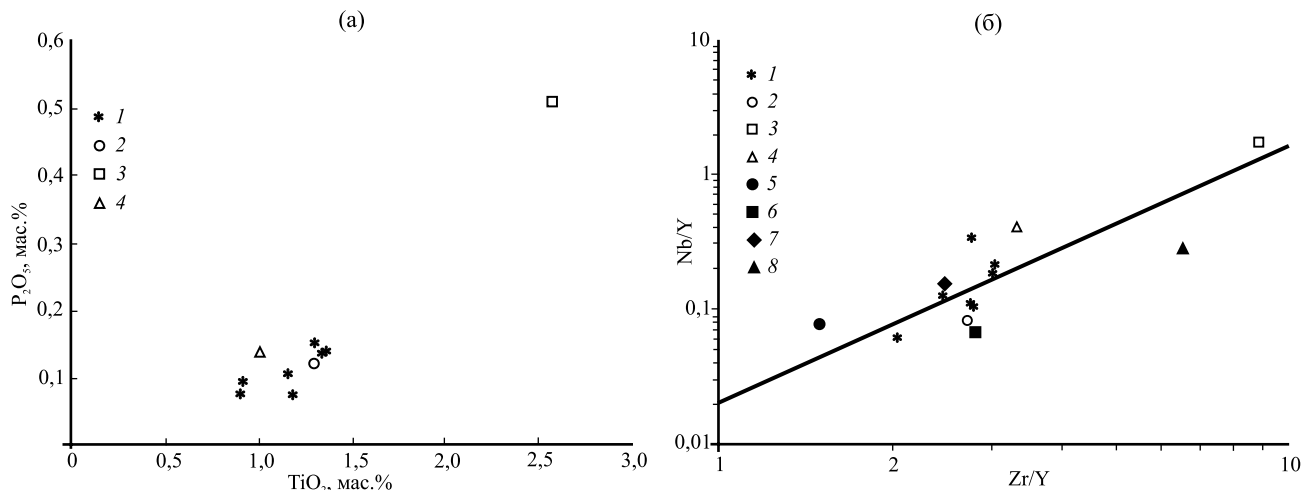


Рис. 3. Диаграммы TiO_2 – P_2O_5 (a) и Zr/Y – Nb/Y (б) для метабазитов Исаковского террейна (1) и основных разновидностей базальтов: N-MORB (2), OIB (3), E-MORB (3), (4). Мантийные компоненты: DEP — глубинная деплетированная мантия (5), DM — деплетированная мантия (6), PM — примитивная мантия (7), EN — обогащённая мантия (8).

SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, С.-Петербург). В катодоллюминесцентном изображении цирконы характеризуется длинно-, короткопризматическим габитусом с тонкой секториальной зональностью и расплавленными включениями в ядрах зёрен, что свидетельствует в пользу их магматического происхождения. В основном зёрна цирконов имеют нормальные $\text{Th/U} = 0,21$ – $1,02$, что с учётом особенностей морфологии и внутреннего строения также свидетельствует о магматической природе циркона. Фигуративные точки 10 центральных и краевых частей зёрен цирконов расположены вдоль конкордии 671–719 млн лет, со средним значением возраста $701,6 \pm 8,4$ млн лет, рассчитанным с погрешностью 2σ (рис. 4). Близкий возраст ядер и внешних кайм

циркона, возможно, свидетельствует о перекристаллизации ядер с потерей радиогенного Pb в результате последующего метаморфизма. Результаты U–Pb датирования метабазитов почти синхронны с U–Pb возрастными цирконов островодужных плагиогранитов Порожнинского массива ($697,2 \pm 3,6$ млн лет) [15]. В то же время они несколько древнее U–Pb-данных по цирконам из амфиболитов Борисихинского офиолитового массива (682 ± 13 млн лет), характеризующихся более высокими значениями Nb/Y [1], и из дацитов вулканоплутонического блока ($691,8 \pm 8,8$ млн лет) (устное сообщение И.И. Лиханова), располагающихся в составе Исаковского террейна. Это позволяет рассматривать самые древние возрастные оценки, установленные

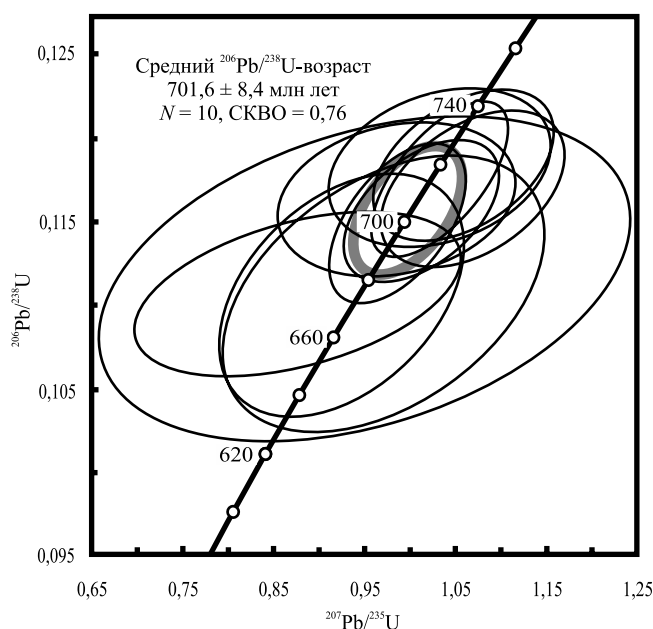


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из высокобарического метабазита (обр. 14).

нами среди офиолитов Исаковского пояса, в качестве обоснования времени начала формирования океанической коры в регионе. Эти события имеют важное геодинамическое значение. Они фиксируют один из ранних этапов развития Палеоазиатского океана начиная с момента его заложения, завершившегося в конце неопротерозоя байкальским орогенезом вдоль современной западной и южной окраин древнего Сибирского континента (Енисейский край, Байкало-Патомском нагорье и Забайкалье).

В последовательности тектонических событий Енисейского края изученные проявления магматизма и продукты их метаморфизма могли отражать различные этапы эволюции океанической коры. Совокупность вышеуказанных датировок цирконов по Исаковскому террейну в Заангарье Енисейского края совместно с датировками вулканитов Предивинского террейна, расположенного на юге Енисейского края ($637 \pm 5,7$ млн лет) [15], указывают на формирование офиолитов и островных дуг Приенисейской зоны в интервале 700–640 млн лет. В конце неопротерозоя в диапазоне 640–600 млн лет океаническая литосфера, фрагментом которой являлись базиты Исаковского террейна, субдуцировала под активную окраину Сибирского континента. Формирование высокобарических тектонитов

в шовной зоне маркирует заключительный этап неопротерозойской истории Енисейского края, связанный с завершением аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона. Это согласуется со временем формирования высокобарических продуктов процессов субдукции в Центрально-Азиатском подвижном поясе [4].

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330–2016–004, и при поддержке РФФИ (18–05–00152).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмичёв А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.
2. Лиханов И.И., Козлов П.С., Савко К.А., Крылов А.А., Зиновьев С.В. // ДАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 85–91.
3. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1992–2014.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–663.
5. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
6. Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
7. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2011. Т. 49. № 3. С. 239–267.
8. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.
9. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 391–410.
10. Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Баянова Т.Б., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Попов Н.В., Дмитриева Н.В. // ДАН. 2018. Т. 474. № 5. С. 589–604.
11. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2016. Т. 54. № 2. С. 143–164.
12. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2015. Т. 53. № 8. С. 675–694.
13. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3–25.
14. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. // Acta Geol. Sinica-English Edition. 2007. V. 81. № 3. P. 409–423.
15. Верниковский В.А., Верниковская А.В. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35–52.

FIRST DATA ON THE NATURE AND AGE OF THE PROTOLITH OF HIGH-PRESSURE TECTONITES OF YENISEI RIDGE: A LINK TO THE EARLY STAGE OF FORMATION OF THE PALEOASIAN OCEAN

I. I. Likhanov, K. A. Savko

Presented by Academician of the RAS N.P. Pokhilenko November 8, 2016

Received October 3, 2016

The petrogeochemical characteristics of high-pressure mafic tectonites from the Yenisei suture zone of Yenisei Ridge indicate that N-MORB and E-MORB with an age of 701.6 ± 8.4 Ma were their protolith. The formation of N-MORB with the more primitive chemical composition occurred at the initial stages of spreading, when the upper horizons of the depleted mantle were molten. The high-Ti basalt was formed as the product of melting of the enriched mantle substrate at the later stages of spreading. These events are related to the early stage in the evolution of the Paleo-Asian Ocean on the western margin of the Siberian Craton.

Keywords: geochemistry, protolith, zircon U–Pb SHRIMP II dating, Yenisei Ridge, Paleo-Asian Ocean.