

ГЕРЦИНСКИЙ ИКАТСКИЙ НАДВИГ В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ СЕГМЕНТЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Л.З. Резницкий¹, С.И. Школьник¹, А.В. Иванов¹, Е.И. Демонтерова¹,
Е.Ф. Летникова^{2,3}, Ц.-Х. Хунг⁴, С.Л. Чунг⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴ Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan

Приведена комплексная характеристика бластомилонитов Икатского надвига, находящегося в пределах Икатского террейна Восточно-Забайкальской ветви Центрально-Азиатского складчатого пояса. По надвику метаморфические породы Гаргинской «глыбы» надвинуты на кембрийские почти не метаморфизованные отложения икатской свиты. Рассмотрена геологическая позиция надвига, строение, минеральный и петрохимический состав бластомилонитов шовной зоны, выполнено U–Pb датирование детритовых цирконов. Бластомилониты развиты по гнейсам Гаргинской глыбы, протолит которых содержал примесь кислого вулканогенного материала. Возраст протолита не древнее неопротерозойского (~750–800 млн лет). ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по метаморфогенному биотиту из бластомилонитов установлено время образования надвига — 282 ± 0.4 млн лет. Надвиг маркирует период тангенциального сжатия в ходе позднепалеозойских процессов тектонометаморфической активизации, связанных с погружением океанической коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент.

Герциниды, бластомилониты, U–Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование, Икатский надвиг, Забайкалье.

THE HERCYNIAN IKAT THRUST IN THE TRANSBAIKALIAN SEGMENT OF THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT

L.Z. Reznitskii, S.I. Shkol'nik, A.V. Ivanov, E.I. Demonterova, E.F. Letnikova,
C.-H. Hung, and S.-L. Chung

We present a comprehensive description of the blastomylonites of the Ikat thrust localized within the Ikat terrane in the East Transbaikalian branch of the Central Asian Orogenic Belt. The metamorphic rocks of the Garga block are thrust over the almost unmetamorphosed Cambrian deposits of the Ikat Formation. The geologic position of the thrust and the structure and mineral and petrochemical compositions of the blastomylonites in the suture zone are considered, and U–Pb dating of detrital zircon is carried out. The blastomylonites develop after the gneisses of the Garga block; the block protolith, admixed with felsic volcanic material, was no older than the Neoproterozoic (750–800 Ma). The ³⁹Ar/⁴⁰Ar age of the thrust is estimated at 282 ± 0.4 Ma based on metamorphic biotite from the blastomylonites. The thrust marks the transpression period during the Late Paleozoic processes of tectonometamorphic activity related to the subsidence of the Mongol–Okhotsk oceanic crust beneath the Siberian continent.

Hercynides, blastomylonites, U–Pb and ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating, Ikat thrust, Transbaikalia

В настоящее время стало общепринятым, что в Восточно-Забайкальской ветви Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) наряду с мощным позднепалеозойским-раннемезозойским магматизмом интенсивно проявлены процессы позднепалеозойской, т.е. совпадающей с герцинским орогенезом, структурной перестройки и повторного метаморфизма раннепалеозойских метаморфических комплексов [Руженцев и др., 2005; Гордиенко, 2006; Мазукабзов и др., 2010; Буслов, 2011; Метелкин и др., 2012; Donskaya et al., 2013; Цыганков, 2014; Шаццлло и др., 2014]. В качестве одного из ярких примеров герцинской активизации приводится Икатский надвиг, по которому метаморфические комплексы так называемой Гаргинской глыбы надвинуты на практически неметаморфизованные толщи икатской свиты [Мазукабзов и др., 2010]. Но прямые геохронологические свидетельства принадлежности надвига к герцинидам отсутствуют. В предлагаемой работе, восполняющей пробел, приводятся результаты исследования бластомилонитов зоны надвига, включающие реконструкции типа субстрата по геохими-

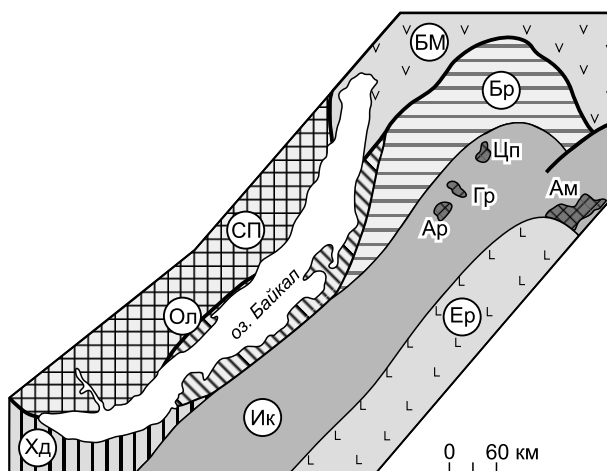
© Л.З. Резницкий, С.И. Школьник✉, А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, Е.Ф. Летникова, Ц.-Х. Хунг, С.Л. Чунг, 2015

✉ e-mail: sink@crust.irk.ru

DOI: 10.15372/GiG20151202

Рис. 1. Схема террейнов Байкал-Хубсугульского региона, по [Беличенко и др., 2006].

БМ — Байкало-Муйский, Ол — Ольхонский, Хд — Хамардабанский, Ик — Икатский, Бр — Баргузинский, Ер — Еравнинский, СП — Сибирская платформа. В пределах Икатского террейна изображены глыбы: Ам — Амалатская, Ар — Аргодинская, Гр — Гаргинская, Цп — Ципиканская.



ческим данным, оценку возрастных границ последнего (U-Pb датирование детритовых цирконов) и установление возраста бластомилонитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по метаморфическому (сингенетичному с бластезом) биотиту.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИКАТСКОГО НАДВИГА

Икатский надвиг находится в пределах одноименного террейна ЦАСП, выделенного при составлении геодинамической карты восточного сегмента Палеоазиатского океана [Беличенко и др., 1994]. Террейн располагается восточнее оз. Байкал, граничит с Баргузинским, Ольхонским, Хамардабанским и Еравнинским террейнами (рис. 1) и по геодинамической обстановке накопления протолитов трактуется как задуговый палеобассейн. Строение слоистых толщ террейна, как и его границы, местами довольно условные, реконструируются по разобренным фрагментам — крупным блокам, ксенолитам, провесам кровли в Ангаро-Витимском гранитоидном батолите («ареал-плутоне»). Стратифицированные толщи разделены на несколько серий и свит, включающих ряд литофациальных комплексов. Основу разреза составляют карбонатные отложения, часть которых содержит фауну разных уровней кембрия [Беличенко, 1969; Бутов, 1996; Беличенко и др., 2006]. Присутствуют также кремнисто-карбонатный, песчано-сланцевый, карбонатно-эффузивно-сланцевый и другие литокомплексы. Толщи неоднородно, но в целом слабо изменены преимущественно от практически неметаморфизованных пород до уровня фации зеленых сланцев. На общем фоне обособлены участки с более высоким, вплоть до средних-высоких субфаций амфиболитовой фации, метаморфизмом, традиционно относимые к архею или нижнему протерозою и выделявшиеся как массивы или глыбы — Гаргинская, Аргодинская, Ципиканская и Амалатская. Присутствие глыб, рассматриваемых как выступы раннедокембрийского кристаллического фундамента, послужило основой для выделения Баргузинского палеомикроконтинента [Зоненшайн и др., 1990], правомочность чего в настоящее время оспаривается [Беличенко и др., 2006].

Икатский надвиг протягивается вдоль юго-западной границы Гаргинской глыбы, т.е. в северо-западном направлении, разделяя гаргинскую серию с икатской свитой (рис. 2). По данным геолого-съёмочных работ, граница толщ полого погружается под Гаргинскую глыбу. В ранние периоды исследований нале-

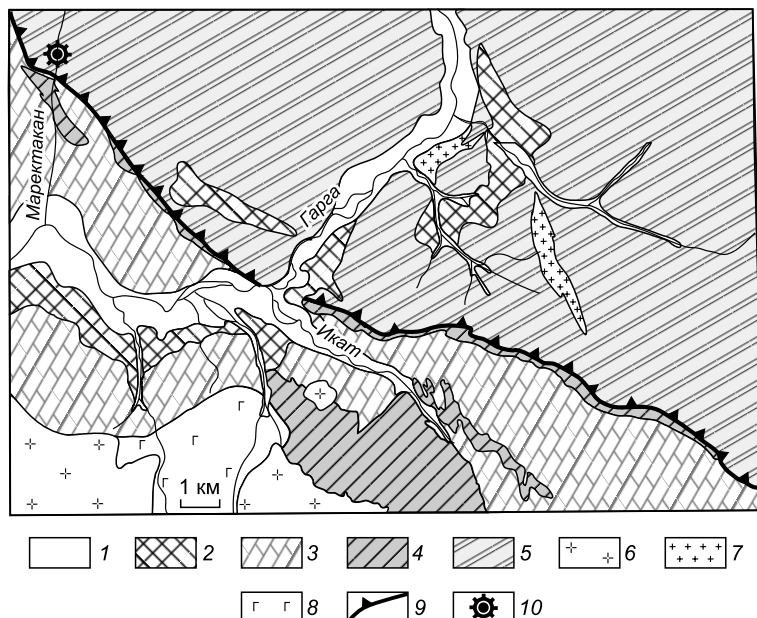


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна р. Гарга (составлена по материалам В.Г. Беличенко и геолого-съёмочных работ).

1 — аллювиальные отложения; 2 — делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения; 3, 4 — икатская свита: 3 — известняки, доломитовые известняки, доломиты, 4 — сланцы филлитовидные, хлорит-серцит-кварцевые, марганцесодержащие карбонатно-кремнистые; 5 — гаргинская серия (гнейсы биотитовые, двуслюдяные, биотит-амфиболовые); 6 — граниты лейкократовые, граносиениты, гранодиориты; 7 — субвулканические тела и трещинные интрузии фельзитов и фельзит-порфиров; 8 — габбро-диориты, габбро; 9 — Икатский надвиг; 10 — точка отбора проб для датирования.

гание более метаморфизованных, по логике того времени более древних пород гаргинской серии, на почти неметаморфизованные толщи представлялось загадочным, но при последующих государственных геологических съемках был установлен тектонический характер границы. Икатская свита в лежащем крыле надвига представлена преимущественно карбонатными породами, в которых обнаружена кембрийская фауна (остатки трилобитов) [Бутов, 1996]. Гаргинская серия сложена двуслюдяными и биотит-амфиболовыми с эпидотом гнейсами с пластовыми телами амфиболитов. Временной интервал накопления протолита серии до настоящего момента достоверно не установлен.

БЛАСТОМИЛОНИТЫ ИКАТСКОГО НАДВИГА

Ширина выхода шовной зоны надвига достигает многих сотен метров; строение ее неоднородно и границы весьма приближенные, так как бластомилониты (обр. СР-1, 54°29'13.3" N, 111°14'04.1" E) чередуются с гнейсами, слабо или почти неподверженными повторной динамотермальной перестройке. Нами опробован поперечный разрез зоны надвига по р. Маректакан (см. рис. 2), фактически приходящий на его висячий борт, где субстратом бластомилонитов послужили породы гаргинской серии.

Типичные бластомилониты представляют собой гнейсовидные породы с характерной линзово-тонкополосчатой гнейсоватой (по биотиту) текстурой (рис. 3, *а*), структура гетерогранобластовая и порфиробластовая. На фоне тонкозернистой роговиковоподобной матрицы выделяются грубозернистые линзующиеся полосы преимущественно кварцевого состава, вытянутые по гнейсоватости линзы или отдельные зерна плагиоклаза и скопления порфиробластов микроклина (см. рис. 3, *б—г*). Бластомилониты лейкократовые, количество фемических минералов (биотит, эпидот, иногда хлорит) в сумме не превышает 3—5 %, и двуполевошпатовые при очень переменной, но всегда подчиненной доле микро-

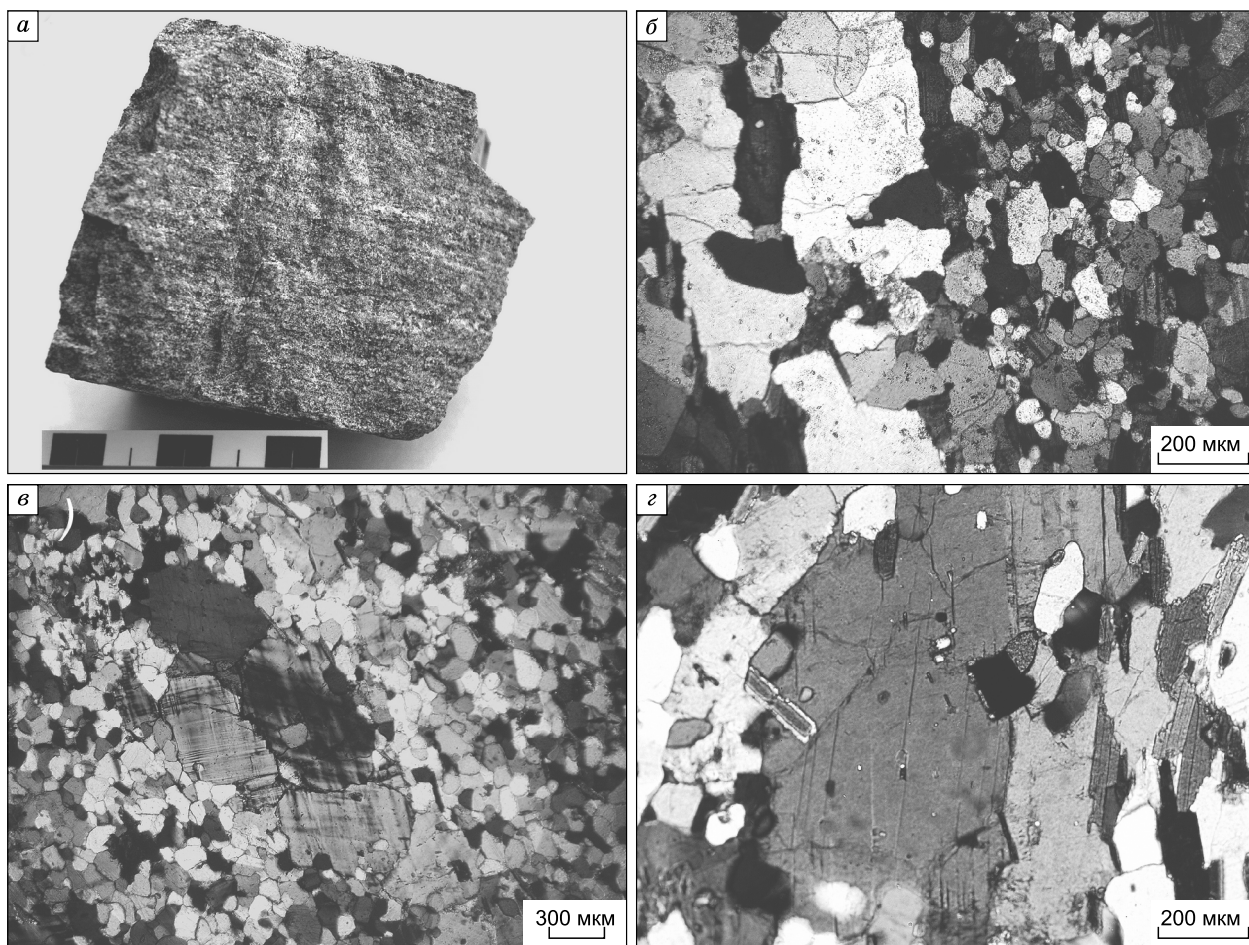


Рис. 3. Бластомилониты Икатского надвига.

а — тонкая линзово-полосчатая макротекстура (размер черной шашечки соответствует 1 см); *б—г* — микрофото (николи X): *б* — грубозернистая кварцевая полоса в тонкозернистой матрице, *в* — линзовидное скопление порфиробластов микроклина в матрице с роговиковоподобной структурой, *г* — уплощенный по гнейсоватости порфиробласт плагиоклаза.

Таблица 1. Представительные анализы химического (мас. %) и редкоземельного (г/т) составов
бластомилонитов и гнейсов гаргинской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	CP-1	CP-4	CP-5	CP-7	CP-10	CP-2	CP-3	CP-6	CP-8	CP-9	CP-16
SiO ₂	71.58	75.00	73.66	74.61	73.14	68.85	66.80	68.99	69.63	66.94	69.24
TiO ₂	0.45	0.23	0.43	0.25	0.36	0.49	0.72	0.42	0.32	0.56	0.32
Al ₂ O ₃	14.16	13.46	13.75	13.53	13.96	15.36	15.43	15.14	15.42	15.64	15.29
Fe ₂ O ₃	0.46	0.26	0.37	0.32	0.20	0.61	1.34	1.30	0.60	1.13	1.23
FeO	2.18	1.75	2.05	1.62	1.63	2.79	3.41	2.14	2.27	2.71	2.06
MnO	0.06	0.04	0.06	0.06	0.06	0.07	0.14	0.11	0.07	0.09	0.10
MgO	0.96	0.23	0.87	0.22	0.32	1.12	1.34	1.14	1.02	1.29	0.96
CaO	2.18	0.39	2.39	0.80	1.46	2.55	3.16	4.59	3.08	3.32	4.01
Na ₂ O	3.55	4.42	3.51	4.36	4.18	4.54	4.62	2.34	4.20	4.69	3.31
K ₂ O	3.53	4.09	2.69	3.75	3.76	2.53	1.98	2.67	2.31	2.39	2.31
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.07	0.04	0.05	0.18	0.24	0.19	0.14	0.21	0.16
H ₂ O ⁻	—	—	0.03	0.06	0.03	0.03	0.07	—	0.10	0.03	0.06
CO ₂	—	—	—	—	0.19	—	—	0.52	—	—	0.17
F	0.07	0.06	0.05	0.05	0.27	0.06	0.07	0.06	—	0.16	0.07
П.п.п.	0.41	0.30	0.44	0.35	0.18	0.60	0.64	0.37	0.54	0.65	0.85
Сумма	99.67	100.27	100.37	100.02	99.79	99.79	99.96	99.98	99.70	99.82	100.07
Rb	99	88	64	110	110	73	60	63	57	96	69
Sr	370	90	310	120	170	460	400	260	580	610	460
Ba	3200	1600	2100	960	3100	2000	990	1400	1700	1700	990
Y	32	34	26	28	26	30	41	16	16	24	15
Zr	350	200	370	260	260	170	130	96	100	190	120
Co	4.4	3.2	4.7	3.2	2.3	5.2	6.3	7.5	7	7.7	9.8
Sc	4.4	2	4.3	2.2	4	5.5	16	6.2	4.9	8.6	4.4
Cr	75	76	67	71	59	100	63	79	42	48	89
V	44	4.3	38	8.2	7.6	42	67	90	53	87	65
Ni	11	12	9.1	9.4	6.8	7.7	9.5	11	11	10	15
Zn	33	19	40	36	40	66	70	47	37	41	47
Pb	29	11	31	15	21	16	11	9.5	8.5	14	12
Cu	8.6	7.4	9.7	5.2	5.5	11	7.9	13	6.8	6.2	7.4
La	39	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	41	He опр.	26	30	He опр.	He опр.
Ce	79	»	»	»	»	79	»	48	54	»	»
Pr	8.67	»	»	»	»	9.12	»	5.43	5.97	»	»
Nd	31	»	»	»	»	33	»	19	20	»	»
Sm	5.44	»	»	»	»	5.73	»	3.31	2.90	»	»
Eu	1.22	»	»	»	»	1.05	»	0.65	0.55	»	»
Gd	4.38	»	»	»	»	4.33	»	2.45	2.45	»	»
Tb	0.65	»	»	»	»	0.61	»	0.34	0.30	»	»
Dy	3.7	»	»	»	»	3.55	»	1.95	1.74	»	»
Ho	0.8	»	»	»	»	0.70	»	0.37	0.35	»	»
Er	2.34	»	»	»	»	1.90	»	1.06	1.00	»	»
Tm	0.36	»	»	»	»	0.29	»	0.16	0.15	»	»
Yb	2.2	»	»	»	»	1.8	»	1	0.95	»	»
Lu	0.37	»	»	»	»	0.29	»	0.17	0.17	»	»
Th	6.8	»	»	»	»	7.57	»	5.41	6.70	»	»
U	1.56	»	»	»	»	1.60	»	1.55	1.25	»	»
Cs	3.77	»	»	»	»	1.05	»	1.63	1.02	»	»

Примечание. 1—5 — бластомилониты и 6—11 — гнейсы гаргинской серии. Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения. Не опр. — не определялось. Содержания петрогенных компонентов определялись методами классической «мокрой химии», концентрации редких элементов — методами оптического спектрального и рентгенофлуоресцентного анализов, РЗЭ и концентрации Ta, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS. Анализы выполнены в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики — Е.Г. Колтунова, Т.Ю. Черкашина, В.В. Щербань, А.В. Наумова, Л.В. Воротинова, С.В. Пантеева).

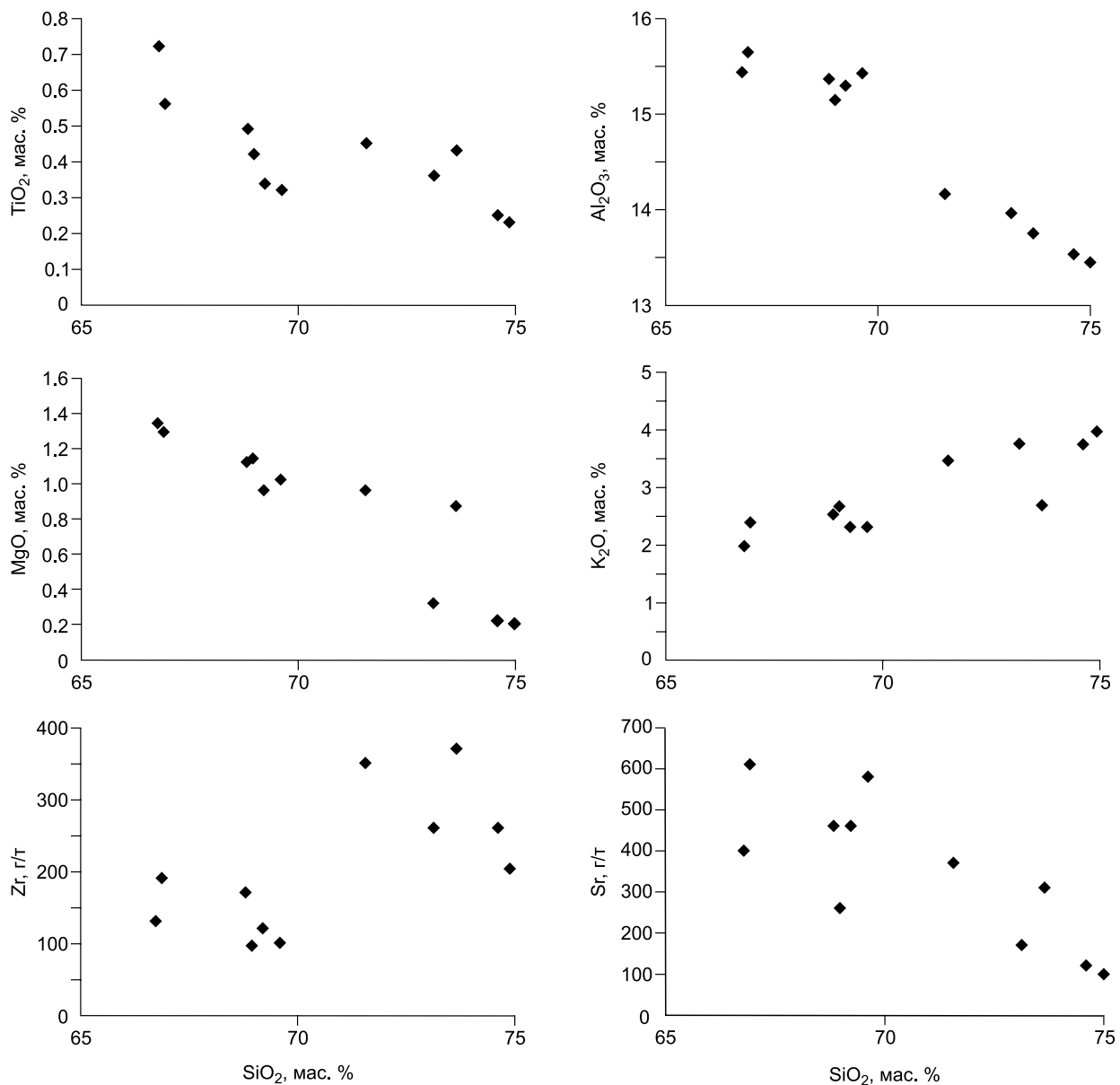


Рис. 4. Вариационные диаграммы для гнейсов и бластомилонитов гаргинской серии.

клина. Обычные акцессории — титанит, циркон, апатит. Непереработанные гнейсы отличаются от бластомилонитов более грубозернистой структурой и нередкой отчетливой полосчатостью по сегрегации темноцветных и лейкократовых минералов. Помимо эпидот-биотитовых среди гнейсов есть и эпидот-биотит-амфиболовые разновидности.

По петрогенным элементам бластомилониты и гнейсы заметно различны, но на бинарных корреляционных диаграммах их составы большей частью укладываются в единые тренды (табл. 1, рис. 4). По сравнению с гнейсами в бластомилонитах повышены содержания SiO₂, K₂O, Zr, понижены — Al₂O₃, MgO, TiO₂, CaO, FeO. Подобные изменения в химическом составе при развитии бластомилонитов ранее отмечались некоторыми исследователями [Донская и др., 2000]. При указанных различиях единые тренды, т.е. одинаковые корреляционные соотношения породообразующих оксидов в гнейсах и бластомилонитах, позволяют считать общими и основные геохимические особенности. Поэтому при оценке генетических типов протолитов наряду с гнейсами частично использовались и бластомилониты (с учетом указанных выше различий).

Реконструкции исходных типов пород (протолитов) производились на основе известных, достаточно апробированных, диагностических диаграмм. На известной диаграмме *a-b* А.Н. Неелова [1980]

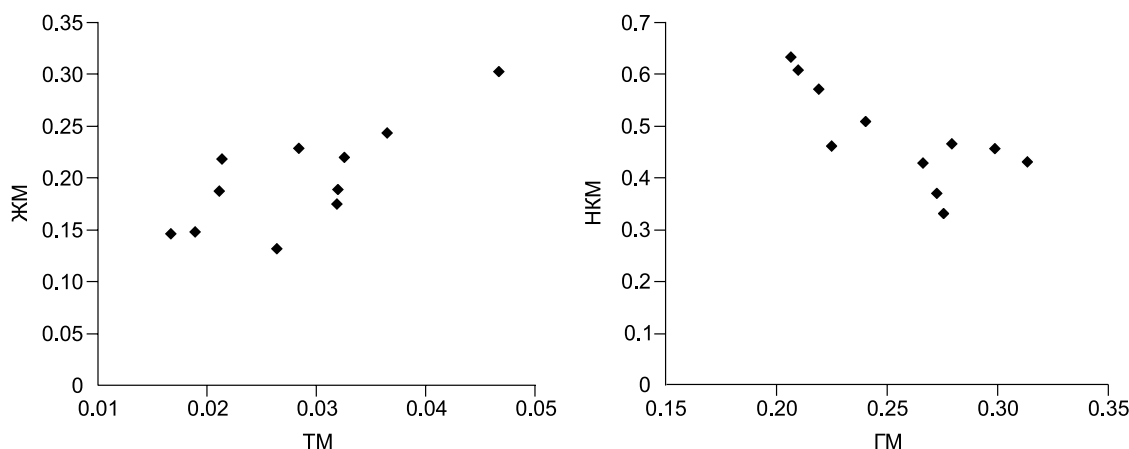


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов гнейсов и бластомилонитов гаргинской серии на диаграммах ТМ—ЖМ и ГМ—НКМ.

фигуративные точки пород попадают главным образом в поля терригенных пород, которые полностью перекрываются с полями вулканогенных пород трахириолит-дацитового состава, а на диаграмме $MgO/CaO-P_2O_5/TiO_2$ [Werner, 1987] — в поле ортопород или вблизи него. По соотношению $Nb/Y-Zr/TiO_2$ [Winchester, Floyd, 1986] составы гнейсов и частично бластомилонитов отвечают вулканитам-трахитам, риолит-дацитам. Использование петрохимических модулей [Юдович, Кетрис, 2000] дало следующие результаты. Малые и умеренные значения гидролизатного модуля ($ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2 = 0.21-0.31$) при низких величинах титанового модуля ($ТМ = TiO_2/Al_2O_3 = 0.017-0.046$)

и повышенной щелочности ($НКМ = (K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 = 0.33-0.63$) типичны для кислых туфов и туффоидов. Позитивная корреляция между титановым и железным ($ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) модулями и отрицательная $ГМ-НКМ$ (рис. 5) в сочетании с низкими концентрациями Ni, Co и V также могут служить признаками участия в протолите кислой пирокластике. Отметим отсутствие корреляции Al_2O_3 с TiO_2 и Y, характерной для пелитовых осадков, и наличие прямой корреляционной зависимости TiO_2 с MgO ($R^2 = 0.78$) и FeO ($R^2 = 0.86$), типичной для магматических пород. По содержаниям и соотношениям Th/Co, Th/Sc, La/Ce, La/Sc и других индикаторных микроэлементов гнейсы и бластомилониты близки гранитоидам. На спайдер-диаграммах, нормированных по примитивной мантии, у составов гнейсов и бластомилонитов хорошо выражены отрицательные аномалии Ta, Nb, P и Ti (рис. 6, а). Спектры распределения для обоих типов пород очень сходны и имеют фракционированный характер в области легких РЗЭ ($(La/Yb)_n = 13-$

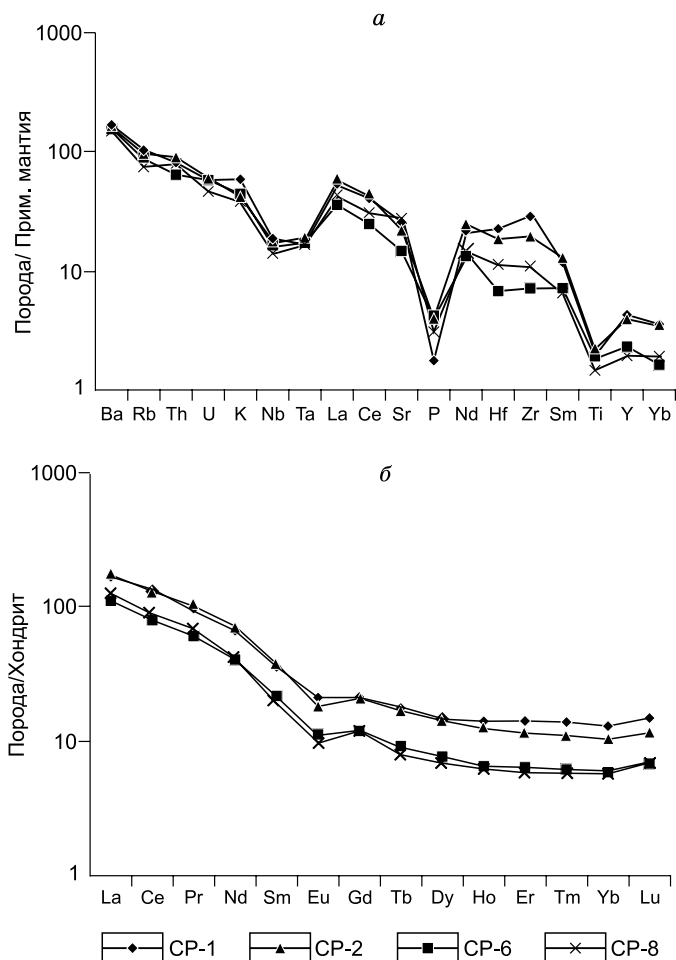


Рис. 6. Нормированные к примитивной мантии (а) и хондриту (б) [Sun, McDonough, 1989] концентрации редких и редкоземельных элементов в гнейсах и бластомилонитах гаргинской серии.

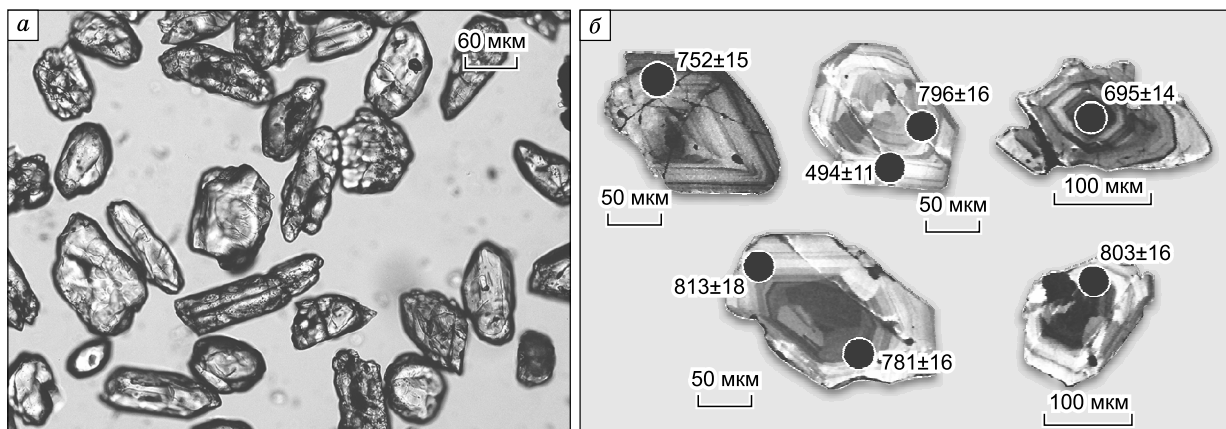


Рис. 7. Цирконы из бластомилонитов.

a — зерна циркона в иммерсионном препарате, *б* — примеры зерен с осцилляционной зональностью (катодолуминесцентное фото), цифрами указан возраст (млн лет).

22) и пологий в области тяжелых ($(Gd/Yb)_n = 1.6—2.1$) (см. рис. 6, *б*). Общая особенность — наличие выраженной отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.64—0.77$). В целом по комплексу геохимических особенностей протолиты гнейсов и бластомилонитов имеют вулканогенную природу — ближе всего к туффоидам со значительной долей кислого вулканического материала. Возможно присутствие среди протолита и небольшого количества кислых эффузивов.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ БЛАСТОМИЛОНИТОВ

Циркон для датирования выделен из пробы бластомилонита CP-1 (см. табл. 1) стандартным набором методов — концентрационный столик, магнитная сепарация, тяжелые жидкости и ручная отборка из концентратов. Циркон из бластомилонитов оказался своеобразным, отличающимся по морфологии от обычных цирконов из метаморфических и магматических пород (рис. 7, *a*). Часть зерен (их больше в тонкой, менее 60—70 мкм фракции) — идиоморфные призматические дипирамидальные кристаллы. Но большинство, особенно в крупных (> 80—100 мкм) фракциях, в разной степени деформированные, иногда скрученные («корявые»), многие зерна насыщены включениями окружающих минералов, но также встречаются минералы, отсутствующие в породе-хозяине, например кордиерит. Цирконы явно были деформированы в процессе милонитизации, но, в отличие от других минералов, практически не перекристаллизовывались из-за недостаточно высокой температуры. Наличие среди включений чужеродных минералов указывает на ксеногенный характер таких цирконов (детритовые и захваченные из окружающих толщ в ходе вулканических процессов), но не исключается присутствие в общей массе и цирконов, сингенетичных с вулканогенной составляющей протолита.

U-Pb датирование проведено методом индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в Национальном университете Тайваня по методике, приведенной в работе [Chiu et al., 2009]. Исследовались преимущественно цирконы из фракции размером 80—100 и 100—150 мкм. Хотя в препараты было включено порядка 400 зерен, измерения, из-за специфичного характера цирконов (деформированные, обилие включений), удалось выполнить только на 73 зернах в 79 точках (табл. 2). Из них для 43 точек (54 %) получены конкордантные значения на уровне $\pm 10\%$, которые использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов (рис. 8). Резко преобладающие (35 определений или 81 %)

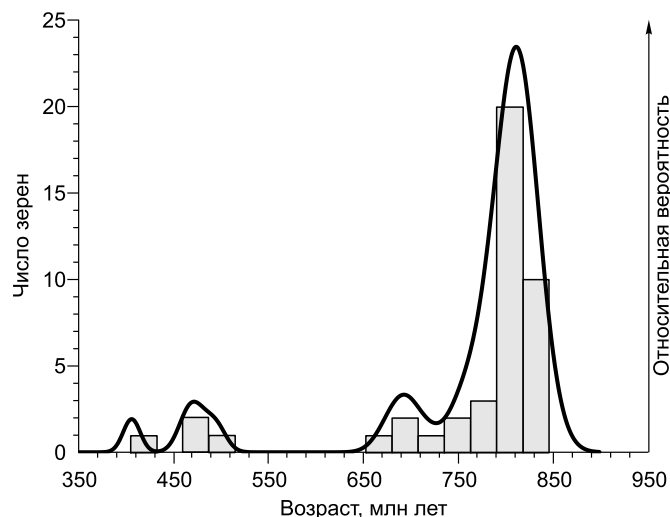


Рис. 8. Гистограмма возрастов детритовых цирконов из бластомилонита.

Таблица 2.

LA-ICP-MS данные по цирконам из бластомилонита гаргинской серии

№ п/п	Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
			1 σ		1 σ		1 σ	возраст, млн лет	1 σ	возраст, млн лет	1 σ	возраст, млн лет	1 σ
1	5-9-32R	0.4951	0.0150	0.0649	0.0015	0.0552	0.0007	408	10	406	9	424	31
2	3-1-8	0.5731	0.0173	0.0746	0.0018	0.0557	0.0007	460	11	464	11	441	30
3	2-11-23	0.5869	0.0213	0.0765	0.0019	0.0556	0.0009	469	14	475	11	438	39
4	5-3-23C	0.6417	0.0276	0.0796	0.0017	0.0584	0.0014	503	17	494	11	547	52
5	5-8-30	0.9477	0.0339	0.1107	0.0026	0.0620	0.0010	677	18	677	15	677	36
6	2-11-26	1.0011	0.0273	0.1132	0.0027	0.0641	0.0007	704	14	692	16	745	25
7	5-5-26	0.9930	0.0250	0.1138	0.0024	0.0632	0.0007	700	13	695	14	717	22
8	2-11-1	1.0210	0.0331	0.1174	0.0028	0.0630	0.0009	714	17	716	16	710	32
9	5-2-07R	1.0833	0.0332	0.1237	0.0026	0.0634	0.0009	745	16	752	15	725	30
10	5-9-34	1.1452	0.0512	0.1240	0.0030	0.0669	0.0016	775	24	754	17	836	52
11	8-2-43	1.1362	0.0307	0.1268	0.0029	0.0649	0.0007	771	15	770	17	773	25
12	3-1-5	1.1628	0.0301	0.1277	0.0028	0.0660	0.0007	783	14	775	16	808	24
13	5-6-27R	1.1717	0.0321	0.1287	0.0027	0.0660	0.0008	787	15	781	16	807	25
14	2-12-39	1.1947	0.0342	0.1308	0.0031	0.0662	0.0008	798	16	792	18	814	26
15	2-12-36	1.2094	0.0333	0.1308	0.0032	0.0670	0.0008	805	15	793	18	839	25
16	2-12-35	1.1989	0.0323	0.1310	0.0030	0.0663	0.0007	800	15	794	17	817	25
17	5-3-23	1.1736	0.0334	0.1314	0.0028	0.0647	0.0008	788	16	796	16	767	26
18	2-13-48	1.1983	0.0661	0.1314	0.0036	0.0661	0.0021	800	31	796	21	810	68
19	2-11-17	1.2068	0.0420	0.1317	0.0034	0.0664	0.0010	804	19	798	19	820	34
20	5-1-20	1.2422	0.0744	0.1319	0.0034	0.0682	0.0025	820	34	799	20	877	75
21	2-12-38	1.2250	0.0374	0.1325	0.0031	0.0670	0.0009	812	17	802	18	840	29
22	5-9-34	1.2372	0.0402	0.1325	0.0028	0.0677	0.0010	818	18	803	16	859	33
23	2-11-16	1.2231	0.0351	0.1328	0.0031	0.0667	0.0008	811	16	804	18	831	27
24	2-11-13	1.2204	0.0352	0.1333	0.0032	0.0662	0.0008	810	16	809	18	814	27
25	3-1-3	1.2207	0.0353	0.1339	0.0030	0.0661	0.0008	810	16	810	17	810	27
26	2-12-40	1.2392	0.0499	0.1342	0.0033	0.0669	0.0014	819	23	812	19	836	44
27	2-11-3	1.2424	0.0345	0.1342	0.0031	0.0671	0.0008	820	16	812	18	842	25
28	5-6-27	1.2256	0.0496	0.1343	0.0031	0.0661	0.0014	812	23	813	18	811	44
29	2-11-28	1.2316	0.0366	0.1344	0.0033	0.0664	0.0008	815	17	813	19	822	27
30	2-11-10	1.2432	0.0612	0.1346	0.0037	0.0669	0.0018	820	28	815	21	836	57
31	3-1-4	1.2404	0.0284	0.1349	0.0029	0.0666	0.0006	819	13	816	17	827	21
32	3-1-4	1.2404	0.0288	0.1349	0.0029	0.0677	0.0007	819	13	816	17	861	23
33	2-11-21	1.2153	0.0330	0.1350	0.0032	0.0652	0.0007	808	15	817	18	783	25
34	2-11-2	1.2280	0.0327	0.1353	0.0031	0.0658	0.0007	813	15	818	18	800	24
35	2-11-19	1.2433	0.0358	0.1353	0.0032	0.0666	0.0008	820	16	818	18	827	27
36	3-1-12	1.2477	0.0325	0.1357	0.0030	0.0666	0.0007	822	15	820	17	828	24
37	2-11-8	1.2401	0.0377	0.1359	0.0032	0.0661	0.0009	819	17	822	19	812	29
38	2-12-33	1.2488	0.0338	0.1360	0.0031	0.0666	0.0007	823	15	822	18	825	25
39	3-1-6	1.2384	0.0363	0.1369	0.0031	0.0656	0.0008	818	16	827	18	794	28
40	3-1-1	1.2920	0.0358	0.1372	0.0031	0.0682	0.0008	842	16	829	18	877	26
41	2-12-33	1.3048	0.0547	0.1372	0.0038	0.0690	0.0014	848	24	829	21	899	43
42	5-5-25	1.3011	0.0397	0.1381	0.0029	0.0683	0.001	846	18	834	17	879	29
43	5-10-33	1.2983	0.0423	0.1399	0.0031	0.0673	0.0010	845	19	844	18	847	31
44	2-12-32	0.5886	0.0140	0.0741	0.0017	0.0576	0.0006	470	9	461	10	515	23
45	2-12-37	0.6296	0.0165	0.0777	0.0018	0.0587	0.0006	496	10	483	11	558	25
46	8-3-44	0.6519	0.0213	0.0801	0.0020	0.0590	0.0008	510	13	497	12	567	32
47	8-1-42	0.6477	0.0181	0.0759	0.0018	0.0618	0.0007	507	11	472	11	670	26
48	8-3-45	0.8171	0.0266	0.0957	0.0024	0.0618	0.0009	606	15	590	14	670	31
49	2-11-6	0.9467	0.0235	0.1079	0.0025	0.0636	0.0006	676	12	661	15	730	23

№ п/п	Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
		возраст, млн лет	1 σ	возраст, млн лет	1 σ	возраст, млн лет	1 σ	возраст, млн лет	1 σ	возраст, млн лет	1 σ	возраст, млн лет	1 σ
50	2-11-18	0.8888	0.0234	0.1010	0.0024	0.0638	0.0007	646	13	620	14	736	24
51	5-1-20R	1.1681	0.0366	0.1322	0.0029	0.0640	0.0009	786	17	801	17	744	30
52	2-11-5	0.9858	0.0372	0.1109	0.0027	0.0644	0.0012	697	19	678	16	756	40
53	5-7-29	1.0652	0.0277	0.1186	0.0024	0.0651	0.0007	736	14	723	14	778	23
54	4-3-05	0.7336	0.0366	0.0813	0.0020	0.0654	0.0019	559	21	504	12	789	60
55	5-8-31	1.0587	0.0359	0.1169	0.0026	0.0656	0.0011	733	18	713	15	795	34
56	3-1-11	0.8355	0.0250	0.0916	0.0020	0.0661	0.0009	617	14	565	12	811	30
57	4-1-06	0.8261	0.0195	0.0899	0.0018	0.0666	0.0006	611	11	555	11	827	21
58	2-11-25	1.1729	0.0334	0.1271	0.0030	0.0669	0.0008	788	16	772	17	835	26
59	2-11-7	1.2455	0.0356	0.1331	0.0031	0.0678	0.0008	821	16	806	18	865	26
60	3-1-9	1.2558	0.0304	0.1340	0.0029	0.0679	0.0007	826	14	811	17	868	22
61	3-1-2	1.2587	0.0337	0.1341	0.0030	0.0680	0.0008	827	15	812	17	870	24
62	2-11-14	1.2414	0.0378	0.1322	0.0031	0.0681	0.0009	820	17	800	18	872	28
63	2-11-24	1.2410	0.0403	0.1317	0.0031	0.0683	0.0010	819	18	798	18	878	31
64	5-2-21	1.2718	0.0416	0.1336	0.0029	0.0690	0.0011	833	19	809	16	899	32
65	2-11-4	1.2724	0.0358	0.1336	0.0031	0.0690	0.0008	833	16	809	18	901	26
66	5-2-07	1.2850	0.0462	0.1349	0.0029	0.0690	0.0013	839	21	816	17	901	37
67	8-3-46R	1.1716	0.0379	0.1226	0.0027	0.0693	0.0010	787	18	746	16	908	32
68	3-1-10	1.2812	0.0394	0.1332	0.0030	0.0697	0.0010	837	18	806	17	921	29
69	8-3-46	1.3314	0.0417	0.1340	0.0029	0.0720	0.0010	859	18	811	17	987	30
70	2-11-22	1.3061	0.0545	0.1256	0.0033	0.0754	0.0015	848	24	763	19	1080	42
71	2-13-46	1.3582	0.0364	0.1295	0.0030	0.0760	0.0008	871	16	785	17	1096	23
72	8-4-48	1.2134	0.0296	0.1114	0.0024	0.0789	0.0008	807	14	681	14	1171	21
73	5-2-24	1.4457	0.0668	0.1301	0.0030	0.0805	0.0021	908	28	789	18	1211	51
74	5-6-28	1.3736	0.0961	0.0850	0.0030	0.1172	0.0047	878	41	526	18	1915	70
75	5-1-06	15.3310	0.3980	0.5167	0.0114	0.2151	0.0022	2836	25	2685	49	2945	15
76	5-1-06R	15.1571	0.4076	0.4988	0.0112	0.2203	0.0023	2825	26	2609	48	2984	16
77	8-4-47	0.9050	0.1718	0.1076	0.0035	0.0609	0.0099	654	92	659	21	637	353
78	4-1-05	0.4809	0.1316	0.0491	0.0019	0.0709	0.0170	399	90	310	12	955	468
79	2-13-41	1.2284	0.2295	0.1238	0.0050	0.0719	0.0109	814	105	753	29	984	309

Примечание. Жирным шрифтом выделены дискордантные определения, не использовавшиеся для интерпретаций. Первая цифра названия анализа означает номер шашки, вторая — номер ряда, третья — номер зерна в ряду. R — кайма зерна, С — центр зерна.

значения возрастов находятся в интервале 752—844 млн лет, пик 812 млн лет. Остальные распределены по двум слабовыраженным (2—4 определения) диапазонам: 677—716 и 464—494 млн лет. По одному зерну получено минимальное значение 406 ± 9 млн лет. Среди дискордантных определений встречаются палеопротерозойские и архейские $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты.

У большинства цирконов с неопротерозойскими возрастами, даже сильно деформированных, хорошо выражена характерная для магматической генерации осцилляционная зональность или ее фрагменты (см. рис. 7, б). Для них находится достаточно много возможных источников в Забайкальской части ЦАСП среди островодужных и окраинно-континентальных дифференцированных магматических серий [Рыцк и др., 2007, 2011; Руженцев и др., 2007], а также возможны сингенетичные с протолитом цирконы. Интервал 464—494 млн лет хорошо известен как время аккреционно-коллизийных процессов, метаморфизма, становления син- и постколлизийных гранитоидов на обширных областях ЦАСП.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ БЛАСТОМИЛЛОНИТОВ

Взаимоотношения породообразующих минералов в бластомиллоните СР-1 указывают на их парагенность и отсутствие реликтов какого-либо предшествующего парагенезиса. Иначе говоря, парагенезис бластомиллонитов, включая биотит, сформирован в процессе динамотермального метаморфизма при

образовании надвига, поэтому определение возраста этого процесса может быть получено Ar-Ar датированием по биотиту. Биотит был выделен из фракции 0.25—0.50 мм путем откатки, ручного отбора и очищен от мелких сростков раздавливанием, отмывкой и повторным рассеиванием.

Датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом осуществлено в Институте земной коры СО РАН с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Argus VI с высоковакуумной печью двойного вакуума, позволяющей осуществлять нагрев образца свыше 1700 °С. Две аликвоты биотита, завернутые в алюминиевую фольгу, помещались в стеклянную ампулу вместе со стандартами BERN4M, возраст которых принимался равным 18.7 ± 0.096 млн лет [Ivanov et al., 2009]. Использование такого возраста для стандарта BERN4M позволяет согласовать датировки с данными, рассчитанными относительно широко используемого стандарта GA1550 с возрастом 98.79 млн лет [Renne et al., 1998], что, однако, приводит к систематическому омоложению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок на ~0.9 % относительно U-Pb возрастов [Иванов, 2006; Renne et al., 2011]. Ампула с образцами облучалась в исследовательском ядерном реакторе ВВР-К (г. Томск). Параметры облучения такие же, как в работах [Vernikovskiy et al., 2003; Травин и др., 2009]. Градиент нейтронного потока и связанные с ним вариации J -фактора, используемого при расчете возраста, контролировались путем измерения стандарта BERN4M. Качественный контроль за вариациями J -фактора осуществлялся за счет того, что аликвоты одной и той же мономинеральной фракции помещались на удалении друг от друга. Совпадение возрастов по разным аликвотам одной и той же мономинеральной фракции указывает на правильность определения J -фактора. Суммарная ошибка в расчете возраста, вызванная неточностью определения возраста стандарта BERN4M и ошибкой в определении J -фактора для измеряемого образца, составляла 0.9 %. Данные измерений, скорректированные на фоновые значения, а также кальцигенный, калигенный и хлорогенный аргон, образующийся в ходе облучения в ядерном реакторе и при последующем радиоактивном распаде новообразованных изотопов, приведены в табл. 3. Расчет возраста на графиках возраст—выделившийся ^{39}Ar и в координатах $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ осуществлялся с помощью программы Isoplot 3.7 [Ludwig, 2012].

Результаты изотопного анализа биотита из бластомилонита приведены в табл. 3 и на рис. 9. Для контроля качества измерений исследовались обе аликвоты, соответственно биотит (1) и биотит (2) в табл. 3. По результатам датирования аликвоты 1 и 2 получены возрасты плато 281.55 ± 0.43 и 282.39 ± 0.54 млн лет и изохронные возрасты 279.74 ± 0.49 и 282.44 ± 0.07 млн лет соответственно. Значения плато совпадают в пределах ошибок. В качестве датировки можно использовать их средневзвешенное значение — 282.0 ± 0.4 млн лет.

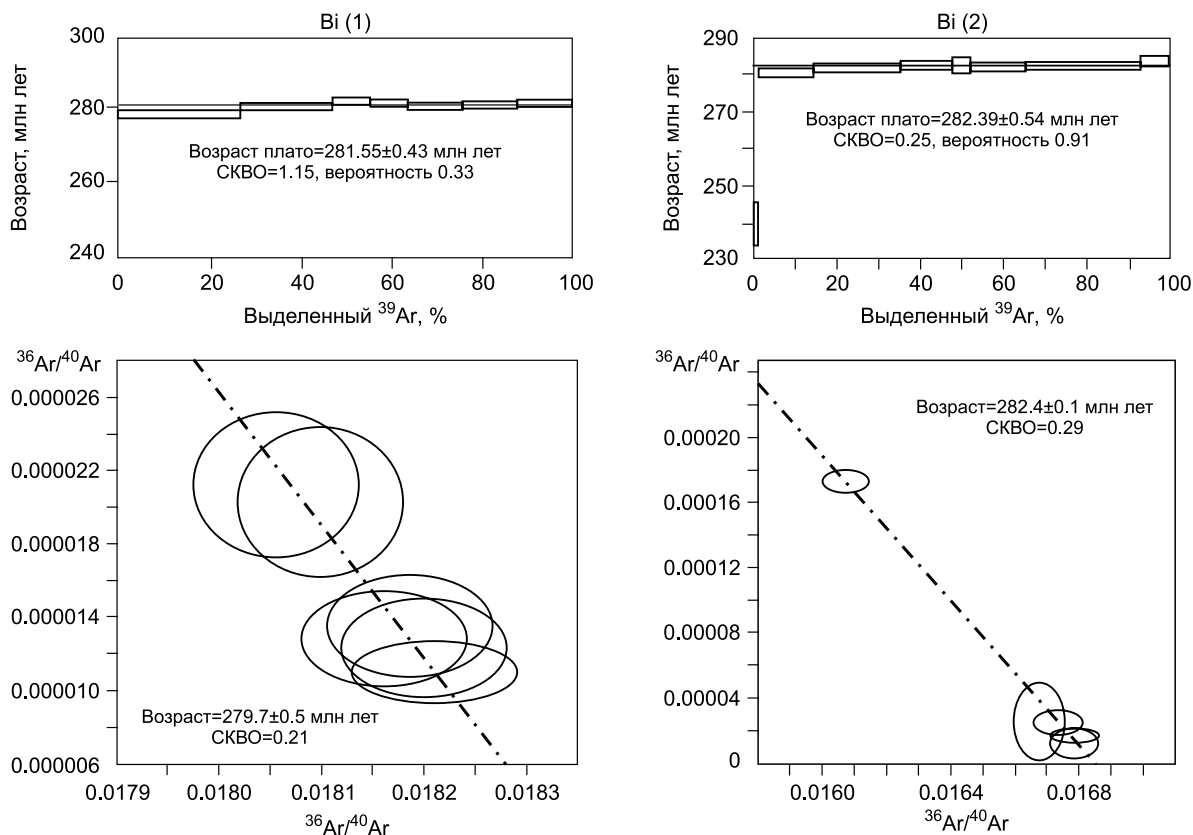


Рис. 9. Диаграмма ступенчатого нагрева и изохронный возраст биотита (1) и (2) из бластомилонита.

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотита (1), (2), обр. СР-1 и биотита, амфибола, обр. СР-6

T, °C	^{40}Ar	$\pm 1\sigma$	^{39}Ar	$\pm 1\sigma$	^{38}Ar	$\pm 1\sigma$	^{37}Ar	$\pm 1\sigma$	^{36}Ar	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование биотита (1), $J = 0.00308$														
640	231081.09	295.73	4112.06	5.27	68.26	0.15	0.16	3.49	26.88	0.11	He опр.	26.7	278.7	1.0
687	171019.17	218.90	3114.35	3.99	48.19	0.13	0.90	3.39	1.88	0.12	0.00	47.0	281.1	1.0
783	71504.27	91.50	1291.08	1.66	19.80	0.11	6.46	3.52	1.52	0.12	0.02	55.4	282.5	1.1
832	71599.76	91.60	1295.89	1.67	19.85	0.11	0.10	3.77	1.45	0.12	0.00	63.8	281.9	1.1
883	101400.26	129.80	1845.55	2.37	28.20	0.12	2.90	3.77	1.25	0.11	0.01	75.8	281.1	1.0
936	99758.84	127.65	1814.29	2.33	27.80	0.12	5.39	3.67	1.35	0.11	0.01	87.6	281.2	1.0
1274	105362.18	134.82	1913.54	2.46	29.35	0.10	27.22	3.31	1.35	0.11	0.05	100.0	281.6	1.0
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование биотита (2), $J = 0.002856$														
509	3 384.55	4.35	54.97	0.16	1.39	0.10	3.13	3.49	2.185	0.106	0.21	1.3	239.5	5.8
595	35 235.62	45.10	566.44	0.74	9.69	0.11	-2.90	-3.39	6.085	0.100	He опр.	14.6	280.9	1.2
640	53 416.03	68.35	896.80	1.16	13.62	0.11	-2.70	-3.56	0.918	0.099	»	35.6	282.1	1.1
687	31 167.91	39.89	523.22	0.69	7.83	0.11	-0.61	-3.28	0.395	0.118	»	47.8	282.5	1.2
734	11 437.86	14.65	190.77	0.29	2.94	0.10	-2.46	-3.42	0.298	0.111	»	52.3	283.1	2.0
832	33 222.87	42.52	556.05	0.74	8.57	0.11	-3.97	-3.18	0.833	0.104	»	65.3	282.3	1.2
936	70 810.14	90.59	1186.74	1.54	17.99	0.11	3.27	3.47	1.188	0.118	0.01	93.1	282.6	1.1
1044	16 962.58	21.71	282.65	0.40	4.26	0.11	0.47	3.12	0.360	0.103	0.01	99.8	283.7	1.5
1274	644.26	0.87	10.13	0.13	0.23	0.10	3.70	3.71	0.395	0.101	1.35	100.0	249.6	29.5
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование биотита, $J = 0.002831$														
509	33250.62	42.59	832.89	1.09	24.38	0.12	17.02	3.86	62.236	0.119	0.08	4.45	87.8	0.7
595	151486.32	193.79	2637.54	3.38	55.13	0.13	26.04	3.72	83.057	0.117	0.04	18.54	230.0	0.9
640	193591.76	247.69	3155.85	4.04	55.99	0.12	17.14	3.71	46.471	0.116	0.02	35.39	269.6	1.0
687	131801.58	168.63	2145.82	2.76	36.64	0.11	12.58	4.40	24.422	0.110	0.02	46.86	274.4	1.0
734	67340.15	86.17	1080.56	1.39	18.15	0.11	2.54	3.82	10.627	0.114	0.01	52.63	280.3	1.1
783	54742.46	70.03	844.43	1.15	15.69	0.11	9.25	3.17	12.373	0.106	0.04	57.35	273.0	1.1
832	121722.28	155.79	1983.31	2.55	35.27	0.11	14.18	3.35	29.736	0.101	0.03	67.95	269.4	1.0
883	117197.99	149.96	1919.78	2.46	32.74	0.11	21.32	3.68	21.430	0.109	0.04	78.20	273.0	1.0
936	11090.97	142.12	1816.41	2.34	30.42	0.11	40.01	3.38	17.124	0.107	0.08	87.90	275.8	1.0
1274	140044.50	179.15	2654.54	2.91	36.43	0.13	93.57	3.57	13.496	0.099	0.15	100.0	283.3	1.0
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование амфибола, $J = 0.003071$														
509	2822.95	3.62	7.24	0.12	0.81	0.10	28.95	2.73	5.783	0.099	14.79	0.27	688.9	43.5
595	1232.26	1.61	13.10	0.11	-0.11	-0.10	60.96	2.65	1.532	0.102	17.21	0.77	301.0	24.2
687	3865.58	4.96	45.63	0.14	0.82	0.11	30.37	3.08	5.177	0.114	2.46	2.51	261.8	7.8
734	2061.51	2.66	40.08	0.12	-0.32	-0.09	17.73	2.83	0.082	0.104	1.64	4.03	261.6	8.2
783	2185.55	2.82	42.55	0.12	-0.28	-0.11	23.46	2.77	0.030	0.108	2.04	5.65	263.2	7.9
853	10157.96	13.01	163.34	0.25	1.74	0.10	488.33	3.23	0.796	0.111	11.06	11.85	308.5	2.4
914	28588.95	36.58	445.77	0.59	6.19	0.11	1736.92	4.05	0.443	0.099	14.42	28.80	322.9	1.4
957	55505.61	71.02	827.28	1.08	11.96	0.11	3372.83	5.38	0.071	0.109	15.08	60.24	337.8	1.3
989	29062.93	37.20	421.06	0.56	5.22	0.10	1681.92	3.62	0.030	0.105	14.78	76.24	346.7	1.3
1099	37044.51	47.41	539.83	0.72	7.08	0.11	2293.48	4.34	0.494	0.107	15.72	96.75	343.7	1.4
1156	3261.86	4.19	43.29	0.13	-0.77	-0.11	170.87	2.83	0.333	0.107	14.60	98.40	365.1	7.7
1274	3775.89	4.84	42.13	0.13	-0.34	-0.11	162.40	3.18	2.228	0.097	14.26	100.0	368.7	7.3

Сделана попытка определить возраст предшествующего образованию надвига метаморфизма пород Гаргинской глыбы. С этой целью из образца гнейса, в шлифах которого не наблюдалось явных признаков повторного метаморфизма, были выделены амфибол и биотит. Однозначной картины получить не удалось. Для биотита не получено четкого плато, но основные отметки на том же возрастном уровне (~ 280 млн лет), что и для бластомилонитов (см. табл. 3). Для амфибола получен ступенчатый

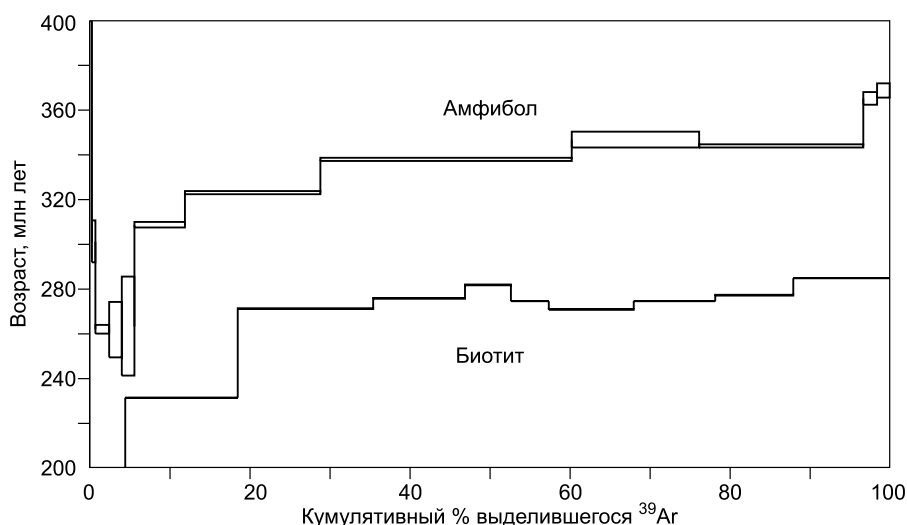


Рис. 10. Диаграмма ступенчатого нагрева амфибола и биотита из гнейса гаргинской серии в зоне надвига, обр. СР-11.

график возраст—выделившийся ³⁹Ar, с максимальным возрастом порядка 350 млн лет (рис. 10, см. табл. 3). Можно сделать вывод, что порода претерпела термальное воздействие в период образования надвига, нарушившее изотопную систему, но полного «перезапуска» изотопных часов не произошло. Кроме того, на результаты по амфиболу могли повлиять вросстки в последнем биотита, от которых не удалось избавиться.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главной задачей предпринятого исследования бластомилонитов было установление времени образования Икатского надвига. По биотиту из бластомилонитов получен ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст 282 ± 0.4 млн лет. Температура закрытия К-Аг системы в биотите составляет порядка 450 °С [Villa, 2002]. Парагенезис бластомилонитов не содержит «индекс-минералов», позволяющих точно установить их фаціальную принадлежность, но судя по реликтовому хлориту и отсутствию роговой обманки (в отличие от неперекристаллизованных гнейсов), температурный уровень образования бластомилонитов не превышал 400—450 °С — границы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, т.е. был близок к температуре закрытия К-Аг системы в биотите. Следовательно, полученный по биотиту ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст можно считать временем проявления динамотермального метаморфизма, связанным с развитием надвига, т.е. возрастом последнего.

Остановимся на позиции надвига в схемах эволюции позднепалеозойских эндогенных процессов, проявившихся в Забайкальском сегменте ЦАСП. Некоторые исследователи рассматривают позднепалеозойский (герцинский) тектоногенез в масштабах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса или еще более обширных границах. В частности, М.М. Бусловым [2011] и в ряде его работ с соавторами развивается модель, исходящая из представлений о столкновении Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов с образованием Северо-Азиатского континента (поздний девон—ранний карбон) и последующей коллизии последнего с Восточно-Европейским континентом (поздний карбон—пермь). В результате коллизионных процессов развилась система крупноамплитудных сдвигов и сопряженных надвигов, по мнению М.М. Буслова, создавших наблюдаемый сейчас коллаж террейнов ЦАСП и определивших границы последних. Установленный возраст Икатского надвига согласуется с такой моделью.

Но для поставленной задачи больше подходят «региональные» модели, основанные на геологическом строении и геохронологических данных именно для Забайкальского сегмента ЦАСП. Позднепалеозойские эндогенные процессы, проявившиеся в рассматриваемом регионе, связываются с сокращением Монголо-Охотского океана, поддвижением океанической плиты под Сибирский континент и развитием активной континентальной окраины андского типа, но детали и механизм процессов трактуются по-разному [Zorin, 1999; Гордиенко, 2006; Руженцев и др., 2007]. Одна из последних и наиболее детально разработанных моделей позднепалеозойского периода развития Забайкальского сегмента приведена в работах [Мазукабзов и др., 2010; Donskaya et al., 2013]. Модель основана на представлении о меняющемся во времени режиме погружения слэба, насчитывающем три основных этапа. На первом

этапе происходило утонение континентальной литосферы при пологом погружении и стагнировании слэба, разогрев нижней части коры, формирование впадин. В ходе второго этапа при увеличении наклона субдуцирующего слэба произошла смена растяжения на сжатие, что привело к тектоническому расчленению континентальной литосферы, становлению утолщенной континентальной коры. Именно с этим этапом связывается становление Ангаро-Витимского батолита, вызванное увеличением притока подвижных компонентов в плавящийся метаморфический субстрат. Наконец, третий этап — деструкция слэба с откатом в сторону желоба. Это привело к смене динамического режима тангенциального сжатия на режим растяжения. Временные границы этапов, по имеющимся данным, были приближенно оценены в 340—380, 320—340 и 270—310 млн лет.

Как известно, одним из ярких следствий и индикаторов тангенциального сжатия, обычного при аккреционно-коллизийных процессах и возможного в ходе субдукции, являются тектоническое «расчленивание», развитие надвигов и формирование покровно-складчатых структур, иногда объединенных термином «тектоническое скупивание». Время образования Икатского надвига (282 млн лет) установлено однозначно и позволяет сместить границы этапов в цитированной модели. Очевидно, в ранней перми еще сохранялась обстановка сжатия, а этап растяжения наступил позже.

Что касается предистории Икатского надвига, а именно возраста предшествующего метаморфизма и временных границ накопления протолита бластомилонитов, фактически протолита гнейсов Гаргинской глыбы, то имеющийся материал не позволяет сделать однозначные выводы.

Первые U-Pb данные по цирконам из пород Гаргинской глыбы получены Е.Ю. Рыцком с соавторами [2008]. Цирконы были выделены из двух образцов (взятых из коллекции «Бурятгеоцентра»), определенных авторами как синметаморфические гранитогнейсы. Для одного из них по нижнему пересечению с конкордией получен возраст 493 ± 6 млн лет, а по монациту конкордантный возраст 425 ± 2 млн лет. Для второго образца по верхнему пересечению линии регрессии с конкордией принято значение 681 ± 18 млн лет. Авторы сделали вывод, что в Гаргинской глыбе было не менее трех эпизодов гранитообразования: 660—700, 490 и 420—440 млн лет. Из приведенных данных можно также предположить, что протолит Гаргинской глыбы не моложе 681 ± 18 млн лет, т. е. как минимум рифейский, и испытал два эпизода метаморфизма (если гранитогнейсы синметаморфические). Но в более поздней обобщающей работе [Рыцк и др., 2011] порода с цирконами возраста ~680 млн лет названа гнейсом, т. е. цирконы из нее могли быть детритовыми, что ставит под сомнение линию регрессии (дискордию). Образец с цирконами ~490 млн лет отнесен к синколлизийным гранитогнейсам, отсюда верхний возрастной предел протолита достоверно может быть принят только по возрасту последних, как и возраст метаморфизма.

Из полученных нами результатов по цирконам из бластомилонита к данным Е.Ю. Рыцка с соавторами близки интервалы 677—716 и 464—494 млн лет, представленные очень малой долей цирконов. Четких морфологических признаков какого-либо определенного генетического типа у цирконов с возрастом 464—494 млн лет нет. Только в одном зерне вокруг сложного древнего ядра (~800 млн лет) зафиксирована кайма предположительно метаморфического генезиса с возрастом 494 ± 11 млн лет (см. рис. 7, б). Можно допустить метаморфогенную природу цирконов, что соответствует региональному раннеордовикскому метаморфизму большинства террейнов северо-восточных областей ЦАСП. Правда с такой гипотезой плохо согласуется незначительная доля цирконов в выборке. Кроме того, никем из исследователей в метаморфических породах Гаргинской глыбы не отмечались парагенезисы, отвечающие уровню метаморфизма, превышающему эпидот-амфиболитовую субфацию амфиболитовой фации. Образование синметаморфических цирконов в таких породах маловероятно. Более древние и количественно резко преобладающие цирконы в интервале 752—844 млн лет, в принципе, не могут служить критерием каких-либо специфических особенностей протолита бластомилонитов и гнейсов Гаргинской глыбы. Дело в том, что детритовые цирконы магматической генерации в интервале от 750—800 до 900—950 млн лет в значительных, нередко преобладающих, количествах фиксируются в метатерригенных породах всех изученных к настоящему времени террейнов северо-востока ЦАСП: чехле Тувино-Монгольского массива, Байкало-Муйском поясе, Тункинском, Хамардабанском и Джидинском террейнах [Демонтерова и др., 2011; Резницкий и др., 2013; Kovach et al., 2013; Дмитриева и др., 2013; Школьник и др., 2014; Ivanov et al., 2014]. В неопротерозое явно существовал крупный региональный источник, возможно, мощные протяженные островодужные системы [Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2011], в последующем дезинтегрированные в ходе раннепалеозойского орогенеза. Учитывая значительную роль конседиментационного вулканизма в образовании протолитов гнейсов (туффоиды), нельзя исключить и присутствие сингенетичных цирконов неопротерозойского возраста, фиксирующих время накопления протолита, но доказать такой факт по имеющимся данным не представляется возможным. Можно только уверенно сделать вывод, что возраст протолита гнейсов Гаргинской глыбы не древнее неопротерозойского — 750—800 млн лет, по нашим данным, или 680—700 млн лет, с учетом результатов Е.Ю. Рыцка с соавторами [2011].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Икатский надвиг относится к герцинидам. Его возраст (282 млн лет) маркирует верхнюю возрастную границу позднепалеозойских процессов тектонического «скупивания», связанных с сокращением Монголо-Охотского океана и погружением океанической плиты под Сибирский континент.

2. Время проявления основных событий, предшествующих образованию надвига (возраст протолита и регионального метаморфизма), достоверно не установлено. Не исключено, что региональный метаморфизм имел место в раннем ордовике, как и на большей части северо-востока ЦАСП, но такой вывод нуждается в дополнительных доказательствах. Преобладающие в бластомилонитах цирконы возрастного диапазона 752—844, пик 812 млн лет, среди которых возможны и сингенетичные с протолитом, распространены в метатерригенных породах многих террейнов ЦАСП и в целом отражают существование в неопротерозое крупного регионального единого для больших территорий источника.

Авторы признательны В.П. Ковачу за помощь в обработке и интерпретации U-Pb данных, полученных методом LA-ICP-MS.

Это публикация № 6, выполненная с использованием масс-спектрометра ARGUS VI (г. Иркутск). Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-45-04019), партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 68 и Министерства образования и науки РФ.

ЛИТЕРАТУРА

- Беличенко В.Г.** Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., Наука, 1969, 207 с.
- Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.
- Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.
- Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.
- Бутов Ю.П.** Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, ГИ БНЦ СО РАН, 1996, 151 с.
- Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.
- Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л., Инзука Йо., Ванг К.-Л.** История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U-Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // ДАН, 2011, т. 441, № 3, с. 358—362.
- Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Буслов М.М., Прошенкин А.И., Джен Х.** Позднедокембрийские терригенные породы Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса: геохимия и данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1491—1506.
- Донская Т.В., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М.** Синкинематические интрузии обрамления заганского комплекса метаморфического ядра (Юго-Западное Забайкалье): геохимия и петрогенезис // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (10), с. 1369—1378.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.П.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, 327 с.
- Иванов А.В.** Систематическое различие между U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками: причина и способ учета // Геохимия, 2006, № 10, с. 1125—1131.
- Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.** Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~ 700—800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 875—895.
- Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.** Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.
- Неелов А.Н.** Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980, 100 с.
- Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Ван К.-Л., Чун С.-Л., Джан Б.-М.** Источники сноса терригенных пород Джидинского островодужного террейна по данным U-Pb LA-ICP-MS датирования

детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2013, с. 194—195.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха И.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 171—196.

Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // ДАН, 2007, т. 417, № 2, с. 225—228.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007, № 6, с. 23—51.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.Ф. Возраст гнейсогранитов Гаргинской «глыбы» Баргузино-Витимского супертеррейна // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2008, с. 334—336.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.В. Термохронология чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181—1199.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

Шацилло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1093—1111.

Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г., Прошенкин А.И., Geng H., Вещева С.В., Левин А.В. U-Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) // ДАН, 2014, № 4, с. 452—455.

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

Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Chu M.-F. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet // Tectonophysics, 2009, v. 477, p. 3—19.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic-Mezozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 79—97.

Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian Traps // J. Asian Earth Sci., 2009, v. 35, p. 1—12.

Ivanov A.V., Demonterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. The Tuva—Mongolia Massif and the Siberian Craton — are they the same? A comment on «Age and provenance of the Ergunahe Group and the Wubinaobao Formation, northeastern Inner Mongolia, NE China: implications for tectonic setting of the Erguna Massif» by Zhang et al. // Int. Geol. Rev., 2014, v. 56, p. 954—958.

Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kотов А., Iizuka Y., Chung S.-L. Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansk high-grade complex, southeastern Siberia: Implication for continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 18—36.

Ludwig K.R. Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication № 5, rev. January 30, 2012, 75 p.

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // Chem. Geol., 1998, v. 145, p. 117—152.

Renne P.R., Balco G., Ludwig K.R., Mundil R., Min K. Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on «Joint determination of ^{40}K decay constant and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology» by P.R. Renne et al. (2010) // Geochim. Cosmochim. Acta, 2011, v. 75, p. 5097—5100.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Oceanic Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 1989, v. 42, p. 313—345.

Vernikovsky V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of early Triassic *A*-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*, 2003, v. 66, p. 23—36.

Villa I.M. Isotopic closure // *Terra Nova*, 1998, v. 10, p. 42—47.

Werner C.D. Saxonian granulites — a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes // *Gerlands Beitr. Geophys.*, 1987, v. 96, p. 271—290.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 28, p. 459—469.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region // *Tectonophysics*, 1999, v. 30, p. 33—50.

Рекомендована к печати 4 марта 2015 г.

А.Э. Изохом

Поступила в редакцию 18 июня 2014 г.,

после доработки — 17 декабря 2014 г.