

ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (*Ангаро-Канский блок*)

А.Д. Ножкин¹, О.М. Туркина^{1,2}, И.И. Лиханов¹, Н.В. Дмитриева^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский национальный исследовательский университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приводятся данные по геологической позиции, вещественному составу и условиям метаморфизма метавулканитов андезит-дацит-трахириодацитов, лейкобазальт-базальтовой, базальт-андезитбазальт-трахиандезитовой и базальтовой ассоциаций, выделенных в составе енисейского амфиболит-гнейсового комплекса Ангаро-Канского блока. Впервые определен возраст цирконов (U-Pb датирование на ионном микрозонде SHRIMP-II) из двух проб метавулканитов андезит-дацит-трахириодацитов ассоциации. Метавулканиты образовались в позднепалеопротерозойское (~1.74 млрд лет) время и испытали метаморфизм на рубеже 750 млн лет. Наличие унаследованных цирконов и величины модельного Sm-Nd возраста (2.4—2.5 млрд лет) среднекислых метавулканитов указывают на формирование преимущественно из древнего корового источника. Показано, что позднепалеопротерозойское осадконакопление и вулканизм в интервале времени 1.78—1.74 млрд лет в Ангаро-Канском блоке происходили после основных коллизионных событий: высокотемпературного метаморфизма (1.89—1.87 млрд лет) и становления первой фазы гранитоидов Таракского массива (1.84 млрд лет). Существенно бимодальный характер вулканитов и их принадлежность к толеитовой и субщелочной сериям свидетельствуют в пользу формирования в условиях растяжения. По времени образования вулканиты енисейского комплекса коррелируют с внедрением внутриплитных гранитов Таракского массива, а терригенные осадки с отложениями средней части разреза сублукской серии в Урикско-Ийском грабене. Породы енисейского комплекса характеризуются неоднородным метаморфизмом, который соответствует условиям перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации и всему *P-T* интервалу амфиболитовой фации.

Метавулканические ассоциации, геохимия, U-Pb возраст, палеопротерозой, геодинамика, корреляция, метаморфизм, юго-запад Сибирского кратона.

LATE PALEOPROTEROZOIC VOLCANIC ASSOCIATIONS IN THE SOUTHWESTERN SIBERIAN CRATON (*Angara-Kan block*)

A.D. Nozhkin, O.M. Turkina, I.I. Likhanov, and N.V. Dmitrieva

We present data on the geologic setting, mineral composition, and conditions of metamorphism of volcanics of andesite-dacite-trachyrhyodacite, leucobasalt-basalt, basalt-andesite-basalt-trachyandesite, and basalt associations in the Yenisei amphibolite-gneiss complex of the Angara-Kan terrane. We have determined the age of zircon (SHRIMP-II U-Pb dating) from two samples of volcanics of the andesite-dacite-trachyrhyodacite association. The volcanics formed in the Late Paleoproterozoic (~1.74 Ga) and were metamorphosed at 750 Ma. Inherited zircon and the Sm-Nd model age (2.4–2.5 Ga) of intermediate-felsic volcanics testify to their formation predominantly from the ancient crustal source. The Late Paleoproterozoic (1.78–1.74 Ga) sedimentation and volcanism in the Angara-Kan terrane followed the main collision events: high-temperature metamorphism (1.89–1.87 Ga) and formation of the first-phase granitoids of the Taraka massif (1.84 Ga). The volcanics have a predominantly bimodal character and belong to the tholeiitic and subalkalic series; this testifies to their formation in an extension setting. The formation of the volcanics of the Yenisei complex correlates with the intrusion of the intraplate granites of the Taraka massif, whereas the terrigenous sediments correlate with the sediments of the middle Subluk Group in the Urik-Iya graben. The rocks of the Yenisei complex are characterized by inhomogeneous metamorphism, which corresponds to the conditions of transition from epidote-amphibolite to amphibolite facies and to the entire *PT*-range of the amphibolite facies.

Volcanic associations, geochemistry, U-Pb age, Paleoproterozoic, geodynamics, correlation, metamorphism, southwestern Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Ангаро-Канский блок расположен на юге Енисейского кряжа и является структурным элементом юго-западной окраины Сибирского кратона. Слагающие его раннедокембрийские метаморфические комплексы рассматриваются в составе палеопротерозойского Ангарского орогенного пояса [Rosen et al.,

1994; Ножкин, 1999; Gladkochub et al., 2006], который маркируется выходами палеопротерозойских гранитоидов в структурах Енисейского кряжа и Присяянского поднятия, протягиваясь на расстояние около 1400 км. В строении Ангаро-Канского блока доминируют породы канского гранулитогнейсового и енисейского амфиболитогнейсового метаморфических комплексов, которые характеризуются различным характером складчатости, деформаций и степенью метаморфизма, обнаженные контакты между ними тектонические с зонами милонитов [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин, 1999] (рис. 1). Верхняя граница формирования канского комплекса определяется временем высокотемпературного метаморфизма на рубеже около 1.9 млрд лет [Бибикина и др., 1993] или точнее — 1.89—1.87 млрд лет [Urmantseva et al., 2012] и внедрения постколлизийных гранитов Таракского массива (1837 ± 3 млн лет), прорывающих породы канского комплекса [Ножкин и др., 2003]. Гранулитовый метаморфизм и последующее гранитообразование связаны с формированием Ангарского коллизийного орогена [Ножкин, 1999] в результате амальгамации раннедокембрийских блоков континентальной коры и образования Сибирского кратона.

Среди протолитов енисейского амфиболитогнейсового комплекса наряду с метаосадочными установлены магматические породы, принадлежащие к разным по составу вулканогенным ассоциациям [Ножкин, 1999]. Породы енисейского комплекса не подвержены гранулитовому метаморфизму [Лепезин и др., 1986; Кузнецов, 1988] и не интродуцированы постколлизийными гранитоидами. Вместе с тем, судя по имеющейся оценке возраста амфибол-биотитовых плагиогнейсов, развитых в одной из толщ енисейского комплекса (~1.88 млрд лет) [Бибикина и др., 1993], формирование их протолитов должно было предшествовать становлению гранитов. Время образования протолитов пород енисейского метаморфического комплекса и его возрастное соотношение с канским гранулитовым комплексом являются ключевыми для понимания палеопротерозойских геодинамических событий в краевой части Сибирского кратона. В настоящей работе представлены результаты исследования петрогеохимического и изотопного состава, U-Pb датирования циркона метавулканических пород, а также *P-T* параметров метаморфизма с целью выяснения условий образования енисейского комплекса и его взаимоотношений с канским гранулитогнейсовым комплексом.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Породы енисейского комплекса распространены преимущественно в правобережье Енисея, на севере и юго-востоке Ангаро-Канского блока (см. рис. 1). В составе комплекса выделяются три метаморфические толщи: амфиболит-мрамор-парагнейсовая (вулканогенно-карбонатно-терригенная), амфиболит-ортогнейсовая (вулканогенная) и мрамор-парагнейсовая (карбонатно-терригенная) [Ножкин, 1999]. Первая толща (1000—1600 м) сложена биотитовыми ($\pm\text{Grt}\pm\text{Sil}$) гнейсами и биотит-кварцевыми сланцами, прослоями биотит-амфиболовых плагиогнейсов, доломитовых мраморов и кальцифиров и содержит субпластовые и будинообразные тела амфиболитов. Разрез второй толщи (~1500 м) представлен биотит-двуполевошпатовыми микрогнейсами и биотит-кварц-полевошпатовыми ($\pm\text{Grt}$) сланцами, биотитовыми ($\pm\text{Ampr}$) плагиогнейсами и биотит-амфибол-полевошпатовыми сланцами, плагиоклазовыми амфиболитами и амфиболовыми кристаллосланцами, протолиты которых отвечают вулканитам. Третья толща (1500—2000 м) образована преимущественно биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и слюдисто-кварцевыми сланцами, содержащими прослой терригенных кварцитов, отдельные горизонты кальцитовых и доломитовых мраморов. Минеральные ассоциации енисейского комплекса свидетельствуют о метаморфизме исходных пород в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации [Лепезин и др., 1986].

Химический состав метаосадочных пород: биотитовых ($\pm\text{Grt}$, $\pm\text{Sil}$), биотит-амфиболовых гнейсов и биотит-кварцевых сланцев первой толщи отвечает пелитам, глиноземистым пелитам и алевролитам, а двуслюдяных гнейсов и слюдисто-кварцевых сланцев третьей толщи — алевропелитам и алевролитам [Ножкин, 1999]. Метапелиты и алевросланцы по сравнению со средним постархейским глинистым сланцем (PAAS) [Тейлор, МакЛеннан, 1988] обогащены Rb, Ba, Zr, Sc, Sn, Pb, легкими РЗЭ и особенно Th [Ножкин и др., 2012]. Для них характерны повышенные (7—12) значения Th/U. Эти параметры сопоставимы с гнейсами канского комплекса [Ножкин, Туркина, 1993], что свидетельствует об унаследовании терригенными осадками геохимических свойств размывавшейся коры цоколя Сибирского кратона.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЕНИСЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

С целью оценки *P-T* параметров метаморфизма изучен минеральный состав метабазитов, развитых в составе первых двух толщ енисейского комплекса. Метабазиты в большинстве случаев представлены среднезернистыми породами с варьирующими соотношениями породообразующих минералов, среди которых доминируют амфибол и плагиоклаз, иногда в ассоциации с гранатом. С регрессивными изменениями связано развитие хлорита и кальцита. Рудные и акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и ильменитом.

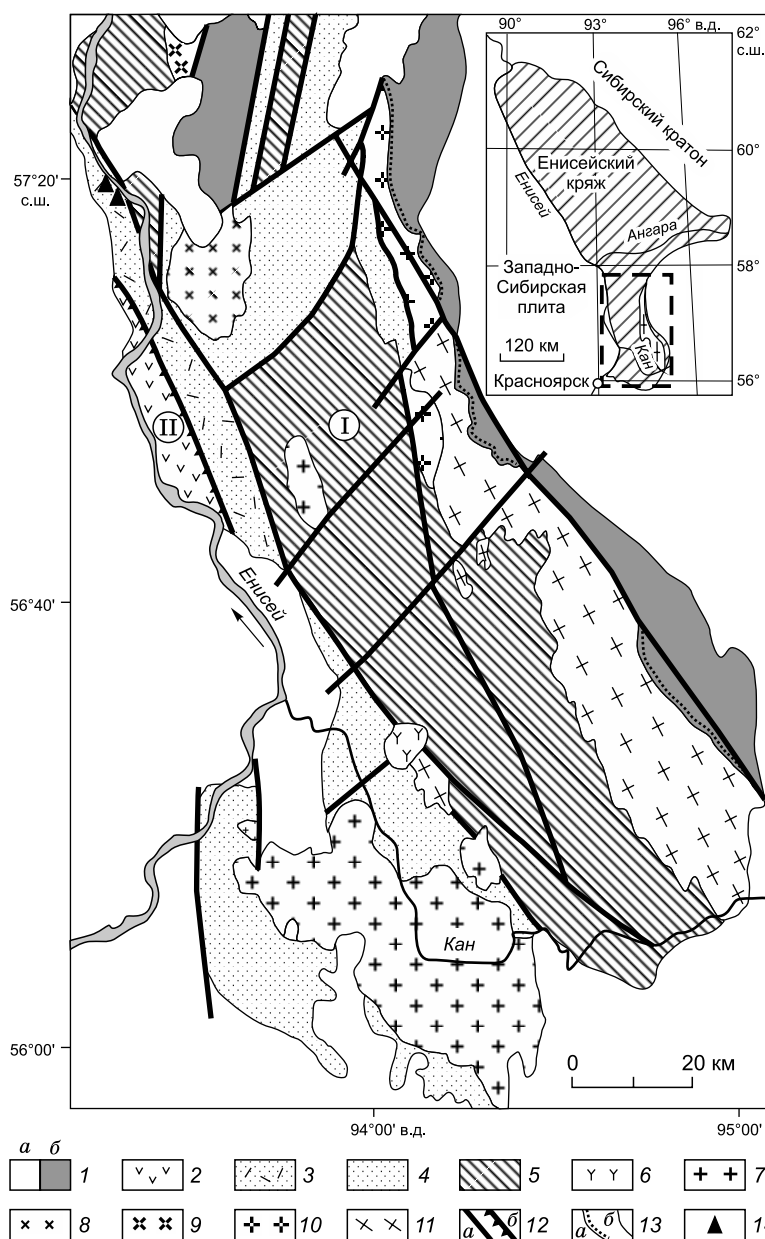


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ангаро-Канского блока (Енисейский край).

Составлена с использованием материалов [Ножкин, Туркина, 1993; Верниковская и др., 2010]. 1 — перекрывающие фанерозойские (а) и неопротерозойские (б) отложения; 2 — офиолитовые и островодужные комплексы Предивинского террейна (NP₃); 3—5 — метаморфические комплексы Ангаро-Канского блока: 3 — метасадочно-вулканогенные и 4 — существенно метасадочные енисейского амфиболитоносного (PP₄) и 5 — канского гранулитогнейсового (AR?) комплексов; 6 — щелочные сиениты и трахиты (T_{1,2}), риолиты и лейкограниты (D₂) Северинской вулканотектонической депрессии; 7 — гранитоиды Нижнеканского массива (O₃); 8 — сиениты и граниты Посольненского массива (E_{1,2}); 9 — субщелочные граниты, лейкограниты Чистопольского массива (NP₂); 10 — субщелочные граниты, лейкограниты (PP₄) и 11 — гнейсограниты, плагиограниты, порфириновые граниты (PP₃) Таракского массива; 12 — разломы (а), надвиги (б); 13 — границы несогласного залегания (а), прочие границы (б); 14 — места отбора проб на U-Pb возраст. I — Ангаро-Канский блок, II — Предивинский террейн. На врезке показан контур карты рис. 1.

Химический состав минеральных фаз метаморфических пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитик Е.Н. Нигматулина) и представлен в табл. 1. Гранат в метабазах характеризуется постоянным компонентным составом Alm₅₈₋₆₀, Prp₁₂₋₁₃, Grs₂₄₋₂₇, Sps₂₋₄ и отличается повышенным содержанием гроссулярового минала и повышенной железистостью ($X_{Fe} = 0.82—0.84$) по сравнению

с гранатами из метапелитовых гнейсов и кристаллических сланцев енисейского комплекса [Лиханов и др., 2013]. Состав плагиоклаза варьирует в узком диапазоне $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) = 0.38—0.44$, что несколько превышает значения анортитового компонента в метапелитах ($X_{An} = 0.2—0.39$). Амфибол представлен роговой обманкой с повышенными содержаниями TiO₂ (1—1.6 мас. %) и K₂O (0.8—1.4 мас. %) и высокой железистостью, варьирующей в широком диапазоне ($X_{Fe} = 0.44—0.61$). Состав сфена близок к стехиометрической формуле, ильменит химически однороден во всех образцах. Присутствие ильменита и повышенные значения железистости в амфиболах и гранате означает, что окислительный потенциал был низок, и содержание Fe³⁺ в железосодержащих силикатах было незначительным [Likhonov et al., 1994]. В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия (см. табл. 1).

Оценки P-T условий метаморфизма метабазитов были получены на основе составов породообразующих минералов с помощью известных минеральных геотермобарометров. Для гранатсодержащих пород максимальные температуры и давления определялись с использованием двух калибровок и соответствующих моделей состав—активность для Amp-Pl геотермометра [Kohn, Spear, 1990; Holland, Blundy, 1994] и двух калибровок для Grt-Amp-Pl геобарометра [Kohn, Spear, 1990; Dale et al., 2000]. Здесь и далее в тексте символы минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010]. В безгранатовых парагенезисах значения P-T параметров были получены с применением калибровки [Blundy, Holland, 1990]

Таблица 1. Химический состав (мас. %), структурные формулы минералов и оценки *P-T*-условий метаморфизма пород по минеральным геотермобарометрам

Компонент	A-47-12			337-1			A-54-12		A-51-12	
	Grt	Hbl	Pl	Grt	Hbl	Pl	Hbl	Pl	Hbl	Pl
SiO ₂	37.99	39.67	57.03	37.94	41.10	56.22	41.74	59.27	45.81	57.56
TiO ₂	0.01	1.48	—	—	1.55	—	0.98	—	1.03	—
Al ₂ O ₃	20.84	13.90	26.73	20.69	12.77	26.92	14.67	25.82	9.65	26.59
Fe ₂ O ₃	27.32	20.28	0.08	27.21	20.69	0.03	16.96	0.08	15.44	0.08
MnO	1.77	0.17	0.01	1.03	0.15	0.03	0.28	0.02	0.25	—
MgO	3.13	7.22	0.01	3.25	7.61	—	8.84	—	10.86	0.01
CaO	8.97	10.95	9.09	9.64	11.32	9.42	11.36	7.79	12.11	9.09
Na ₂ O	0.03	1.47	6.73	0.03	1.59	6.07	1.31	7.19	0.80	6.42
K ₂ O	—	1.41	0.05	—	0.89	0.04	0.77	0.06	1.00	0.18
Сумма	100.06	96.54	99.72	99.78	97.67	98.73	96.89	100.22	96.96	99.92
(O)	(12)	(23)	(8)	(12)	(23)	(8)	(23)	(8)	(23)	(8)
Si	3.009	6.163	2.568	3.009	6.297	2.554	6.299	2.640	6.845	2.583
Ti	0.001	0.172	—	—	0.179	—	0.111	—	0.116	—
Al	1.946	2.544	1.418	1.935	2.305	1.441	2.608	1.355	1.699	1.406
Fe	1.810	2.635	0.003	1.805	2.651	0.001	2.141	0.003	1.930	0.003
Mn	0.118	0.022	—	0.069	0.019	0.001	0.035	0.001	0.032	—
Mg	0.370	1.672	—	0.384	1.739	—	1.989	—	2.419	0.001
Ca	0.762	1.823	0.438	0.819	1.858	0.459	1.837	0.372	1.938	0.437
Na	0.005	0.443	0.588	0.004	0.472	0.535	0.383	0.621	0.232	0.558
K	—	0.280	0.003	—	0.175	0.002	0.148	0.003	0.190	0.010
$X_{An/Fe}$	0.830	0.612	0.427	0.825	0.604	0.462	0.518	0.375	0.444	0.439
$T, ^\circ C/P, \text{кбар}^1$	761/8.5			774/8.9			692/9.2		633/7.3	
$T, ^\circ C/P, \text{кбар}^2$	765/9.0			773/8.8			—		—	
$T, ^\circ C/P, \text{кбар}^3$	815/9.7			821/9.4			—		—	
$P, \text{кбар}^1$	8.9			7.7			9.2		4.6	
$P, \text{кбар}^2$	9.1			8.0			9.4		5.1	
$P, \text{кбар}^3$	9.6			8.2			9.9		4.8	
$P, \text{кбар}^4$	9.1			7.9			9.4		5.1	

Примечание. Для плагиоклаза (Pl) приведены содержания анортитового компонента $X_{An} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, для роговой обманки (Hbl) и граната (Grt) — железистость $X_{Fe} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. Суммарное железо приведено в форме FeO. Прочерк — ниже уровня обнаружения микронзонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как $n(\text{O})$. $T, ^\circ C/P$ кбар — значения $P-T$ параметров, полученные по различным модификациям геотермометров и геобарометров для безгранатовых (1 — [Holland, Blundy, 1994; Bhadra, Bhattacharya, 2007] и гранатовых ассоциаций (2 — [Blundy, Holland, 1990; Dale et al., 2000]; 3 — [Kohn, Spear, 1990]. $P, \text{кбар}$ — оценки давлений, рассчитанные с помощью четырех калибровок для Al-Hbl геобарометра, где 1 — [Hammarstrom, Zen, 1986]; 2 — [Schmidt, 1992]; 3 — [Hollister et al., 1987]; 4 — [Anderson, Smith, 1995].

для Amp-Pl геотермометра и Amp-Pl-Qz геобарометра [Bhadra, Bhattacharya, 2007]. Величины $P-T$ параметров метаморфизма пород были вычислены при совместном использовании обозначенных геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace [Wolfram, 2003]. Ошибки совместного определения $P-T$ параметров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей микронзондовых определений и энтальпии реакций использованных геотермобарометров, не превышают ± 30 °C по температуре и ± 1 кбар по давлению [Likhanov et al., 2004], что согласуется с наиболее цитируемыми в литературе погрешностями [Kohn, Spear, 1991]. Для независимого контроля давления полученные значения сопоставлялись с оценками давлений, определенных с помощью четырех калибровок для Al-Hrb геобарометра [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992; Anderson, Smith, 1995]. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 1. Они демонстрируют неплохую сходимость между различными геотермобарометрами в пределах точности определений.

Выполненные расчеты $P-T$ условий метаморфизма показали незначительные различия в параметрах формирования двух толщ енисейского комплекса для трех образцов (A-47-12, 337-1 и A-54-12) ($T = 690$ — 770 °C при $P = 8.5$ — 9.2 кбар) в пределах погрешностей методов (см. табл. 1). Несколько меньшие зна-

чения характерны для обр. А-51-12 ($T = 633$ °С при $P = 7.3$ кбар), что может свидетельствовать о неоднородности метаморфизма пород енисейского комплекса. Выявленные различия в P - T параметрах метаморфизма для разных пород могут быть обусловлены превышением тектонического сверхдавления над литостатическим в результате динамометаморфизма в сдвиговых зонах енисейского комплекса [Лиханов, Ревердатто, 2014; Лиханов и др., 2015], что согласуется с результатами численного моделирования [Тен, 1993; Schmalholz, Podladchikov, 2013]. В целом же, метаморфизм этих пород отвечал условиям перехода от эпидиот-амфиболитовой к амфиболитовой фации и всему P - T интервалу устойчивости амфиболитовой фации, включая ее верхи.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изотопное U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, аналитики Е.Н. Лепехина, С.Л. Пресняков) по принятой методике [Williams et al., 1998; Schuth et al., 2012]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Изотопные U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений дискордии с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

СОСТАВ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Метамагматические породы различного состава наиболее широко представлены в разрезе второй толщи енисейского комплекса. Химический состав двуполевошпатовых микрогнейсов и биотит-кварц-полевошпатовых сланцев этой толщи соответствует дацитам и трахириодацитам; биотитовых (\pm Аmp) плагиогнейсов и биотит-амфибол-полевошпатовых сланцев — андезитам и андезибазальтам; плагиоклазовых амфиболитов и амфиболовых сланцев — лейкобазальтам и базальтам (табл. 2). На основе анализа парагенезисов метапород, структурного положения, петрохимического и редкоэлементного составов метамагматические породы второй толщи объединены в три ассоциации: андезит-дацит-трахириодацитовую, лейкобазальт-базальтовую и базальт-андезибазальт-трахиандезитовую.

Породы метаандезит-дацит-трахириодацитовый ассоциации обнажены в разрезе по левому берегу Енисея между ручьями Калинкин и Луговской. Здесь вскрывается довольно мощная (более 600 м) пачка этих в разной степени метаморфизованных пород, представленных стратифицированными горизонтами метаэффузивов и реже метавулканокластических образований. Метавулканы массивные или сланцеватые, обычно с порфировой структурой. В порфириковых и гломеропорфириковых выделениях округлой и линзовидной формы размером от 1 до 15 мм присутствуют калиевый полевой шпат, плагиоклаз и водянопрозрачные «глазки» кварца. Основная масса тонкокристаллическая биотит-кварц-полевошпатовая. Биотит зеленовато-бурый, в зонах повышенного динамометаморфизма с развитием гранобластовых структур и появлением граната буровато-коричневой до оранжево-коричневой окраски. Плагиоклазовые амфиболиты, амфиболиты и габбро-амфиболиты металейкобазальт-базальтовой ассоциации в виде серии стратифицированных тел массивного облика развиты в основании и в верхах разреза пачки метариолитоидов. Единичные выходы их отмечены среди кислых метавулканитов в средней части разреза пачки. В зонах дислокационного метаморфизма наблюдаются будинированные и катаклазированные тела гранатовых амфиболитов. Породы этой ассоциации среднезернистые с немагнотгранобластовой структурой состоят из плагиоклаза, светло-зеленой роговой обманки, примеси биотита (до 3—5 %) и кварца, аксессуарных — сфена и апатита. Породы метабазальт-андезибазальт-трахиандезитовой ассоциации наблюдаются среди пачки кислых метавулканитов в виде ряда стратифицированных тел и даек мощностью от 1 до 3 м. Они тонко- и мелкокристаллические, с порфировой структурой. В порфириковых выделениях встречаются биотит и амфибол. Наряду с основными минералами — плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом в них отмечаются калиевый полевой шпат и кварц, а среди аксессуарных в повышенном количестве присутствуют апатит, сфен, ортит, а также циркон.

Судя по геологическим признакам, формирование метаандезит-дацит-трахириодацитовый и металейкобазальт-базальтовой ассоциаций было близко по времени, а метабазальт-андезибазальт-трахиандезитовой происходило позднее, поскольку отмечены секущие тела пород жильной фации, в том числе и среди метаосадков первой толщи. Что касается базитов метабазальтовой ассоциации первой толщи, то их формирование предшествовало кислым вулканитам. Это подтверждается наличием ксенолитов таких метабазитов в метадацитах.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах пород метавулканических ассоциаций енисейского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	23-09	192-82	30-09	187-82	151-79	186-82	182-82	177-82	177-82a	111	150-79
SiO ₂	59.39	62.70	63.68	65.30	65.32	65.48	65.00	65.60	66.99	67.78	68.20
TiO ₂	0.87	0.96	0.87	0.85	0.78	1.04	0.75	0.96	0.71	0.82	0.60
Al ₂ O ₃	14.26	14.65	14.29	14.60	14.60	14.14	14.90	15.15	14.69	14.64	14.41
Fe ₂ O ₃ *	8.78	7.92	6.89	7.35	6.75	7.55	6.64	5.46	5.46	5.34	4.82
MnO	0.13	0.11	0.09	0.08	0.09	0.09	0.06	0.12	0.07	0.15	0.07
MgO	5.56	2.75	2.32	1.74	1.01	1.73	2.45	1.80	1.54	1.19	1.45
CaO	4.00	5.20	3.54	3.82	3.28	2.92	3.70	3.60	2.48	2.56	2.90
Na ₂ O	1.39	2.71	2.27	2.71	2.82	2.23	2.36	2.35	2.79	2.27	2.87
K ₂ O	3.56	2.02	4.56	3.13	3.90	3.84	3.82	4.33	4.64	5.06	3.53
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.23	0.16	0.28	0.29	0.15	0.16	0.15	0.13	0.17
П.п.п.	1.65	0.68	1.55	0.82	1.04	0.32	0.74	0.69	0.70	0.43	0.75
Сумма	99.74	99.85	100.30	100.56	99.87	99.62	100.57	100.22	100.22	100.37	99.77
Th	8.7	15.3	32	18	26	14.2	34	30	31	17.6	22
U	2.3	3	0.98	2.5	1.43	0.93	1.83	2.3	3.5	1.92	3.6
Rb	112	70	198	125	227	199	230	217	160	284	135
Ba	335	500	805	710	762	1 065	833	752	620	704	457
Sr	73	200	134	155	170	198	178	173	145	161	160
La	24	40	74	51	56	51	78	63	62	43	42
Ce	51	65	155	98	118	101	157	126	128	89	75
Pr	6.7	—	19.8	—	12.8	12.5	17.4	14.3	—	9.6	—
Nd	23	29	73	40	45	47	60	49	51	33	33
Sm	4.6	5.3	12.3	8	8.9	10.7	10.9	8	10	5.9	6
Eu	1.1	0.96	1.38	1.48	1.46	1.88	1.58	1.23	1.23	0.84	1.2
Gd	4.8	5.2	10.3	7	6.8	8.9	7.7	5.6	7.4	4.6	6.1
Tb	0.72	0.76	1.31	1.06	1	1.44	1.11	0.89	1	0.7	0.9
Dy	4.4	—	7.5	—	5.4	8.2	5.5	4.9	—	4.5	—
Ho	0.89	—	1.35	—	0.9	1.41	0.96	0.84	—	0.84	—
Er	2.7	—	3.7	—	2.4	3.4	2.4	2.4	—	2.4	—
Tm	0.42	0.26	0.53	0.4	0.3	0.38	0.28	0.33	0.35	0.35	0.32
Yb	2.7	1.5	3.1	2.3	1.6	2.1	1.68	1.98	1.9	2.2	1.85
Lu	0.39	0.19	0.43	0.38	0.24	0.3	0.23	0.31	0.27	0.32	0.27
Zr	177	140	426	230	335	394	369	271	194	323	150
Hf	5.9	4.9	11.4	5.8	6.4	7.6	7.2	5.7	6.9	6.5	5
Nb	8.4	13	21	14	18.7	28	19.1	17.8	15	19.5	13
Ta	0.86	1.1	1	0.9	0.6	1.2	0.66	0.66	0.61	0.93	0.7
Y	21	25	42	23	29	46	29	27	27	27	16
Cr	152	60	—	55	259	125	60	33	52	235	37
Ni	75	20	—	19	364	63	49	13	18	296	20
Co	29	18	—	12	24	15.4	16.3	13.7	9	13.1	10
V	165	110	—	40	90	73	82	66	40	50	50
Sc	—	30	—	26	—	—	—	—	15	—	13
(La/Yb) _n	6	18.5	16.1	15.1	23.7	16.2	31.3	21.4	22	13.3	15.3
Eu/Eu*	0.7	0.6	0.4	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.5	0.6
(Gd/Yb) _n	1.4	2.9	2.7	2.5	3.4	3.4	3.7	2.3	3.1	1.7	2.7
(La/Sm) _n	3.3	4.7	3.8	3.9	4	3	4.5	4.9	3.8	4.6	4.4
Mg#	59	44	43	35	25	34	46	43	39	34	41

Компо- нент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	180-82	179-82	152-79	152-79a	144-79	143-79	27-09	193-82	194-82	195-82
SiO ₂	70.16	70.00	48.45	48.50	49.28	50.43	51.95	52.00	53.20	53.00
TiO ₂	0.66	0.66	1.27	1.25	1.08	1.02	0.53	0.63	0.54	0.54
Al ₂ O ₃	14.21	13.68	15.28	15.28	16.26	16.25	14.61	16.10	15.50	14.80
Fe ₂ O ₃ *	3.67	4.05	11.17*	11.17	10.83	8.53	10.60	10.42	10.18	10.20
MnO	0.03	0.04	0.16	0.16	0.14	0.16	0.16	0.30	0.17	0.18
MgO	0.67	0.70	7.95	7.95	7.77	7.57	5.76	6.70	6.40	6.64
CaO	1.61	1.35	9.60	9.60	10.24	9.61	11.39	10.80	10.35	9.95
Na ₂ O	2.11	2.52	1.85	1.85	2.11	2.52	1.75	1.86	2.08	2.34
K ₂ O	6.40	6.44	1.10	1.10	1.26	1.06	0.92	0.75	0.81	1.02
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.28	0.28	0.26	0.20	0.06	0.10	0.06	0.13
П.п.п.	0.20	0.65	3.11	3.11	1.84	1.57	0.54	1.19	0.60	1.20
Сумма	99.90	100.28	100.22	100.25	101.07	98.92	98.27	100.85	99.89	100.00
Th	61	72	2.8	2	1.4	1.35	4	3	3.7	4.2
U	0.61	4.0	0.56	0.7	0.5	0.23	0.84	0.6	0.7	1.6
Rb	318	220	32	35	35	25	15.6	20	15	20
Ba	789	750	338	330	430	426	149	210	200	175
Sr	133	130	217	230	230	334	162	150	157	150
La	120	132	21	20	18	21	11.5	9	11	10
Ce	251	281	41	34	32	42	23	20	26	24
Pr	28	—	5.2	—	—	5.5	3.1	—	—	—
Nd	98	118	21	16	14	21	12	11	12	12
Sm	13.9	20	4.2	4.1	4.0	3.8	2.6	2.5	2.8	2.6
Eu	0.9	1.31	1.08	1.15	1.23	1.11	0.63	0.75	0.7	0.8
Gd	9.5	14.4	4.1	4.4	4.4	4	3.2	2.7	2.6	2.8
Tb	1.19	1.83	0.63	0.71	0.75	0.6	0.48	0.41	0.45	0.5
Dy	6	—	3.8	—	—	3.8	3.1	—	—	—
Ho	1.08	—	0.84	—	—	0.78	0.6	—	—	—
Er	2.8	—	2.3	—	—	2.3	1.8	—	—	—
Tm	0.35	0.52	0.37	0.35	0.36	0.35	0.27	0.24	0.23	0.25
Yb	2.1	2.9	2.4	2.1	2.2	2.2	1.77	1.5	1.6	1.8
Lu	0.28	0.38	0.36	0.29	0.32	0.33	0.27	0.2	0.21	0.27
Zr	622	460	147	77	71	101	60	47	55	51
Hf	11.7	16.6	4.2	2.5	2	2.7	2.1	1.9	1.6	1.7
Nb	25	15	8.7	7.4	5.1	9	3.3	3	3.5	3
Ta	0.6	0.5	0.56	0.42	0.35	0.53	0.39	0.23	0.29	0.28
Y	31	28	23	21	17	22	14.4	12	13	12
Cr	15.7	50	248	250	260	222	48	210	50	60
Ni	<5	12	175	200	190	165	100	30	87	103
Co	5.5	6	41	43	60	48	54	80	55	50
V	24	20	187	200	200	179	222	50	220	220
Sc		7.0	28	38	40	34	47	44	57	54
(La/Yb) _n	39.2	30.7	5.7	6.4	5.5	6.6	4.4	4	4.7	3.7
Eu/Eu*	0.2	0.2	0.8	0.8	0.9	0.9	0.7	0.9	0.8	0.9
(Gd/Yb) _n	3.7	4.0	1.4	1.7	1.6	1.5	1.5	1.4	1.3	1.3
(La/Sm) _n	5.4	4.2	3.1	3.1	2.8	3.5	2.8	2.3	2.5	2.3
Mg#	29	28	62	62	62	67	55	59	59	60

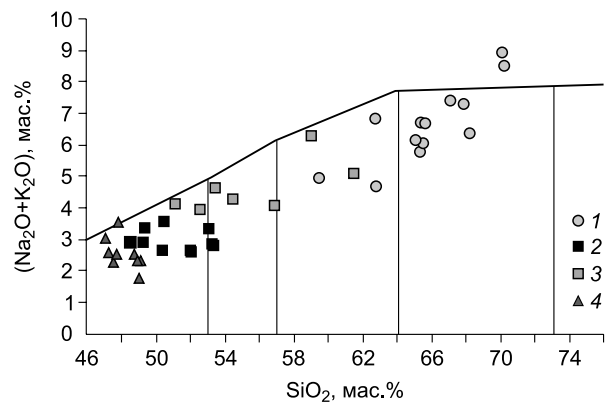
22	23	24	25	26	27	28	29
155-79	271-78	311-78	284-78	176-82	190-82	175-82	183-82
53.30	51.10	52.51	53.40	54.40	56.87	59.00	61.43
0.52	1.55	1.63	1.95	2.15	1.49	1.91	1.59
15.44	14.70	13.57	13.00	13.80	14.91	13.40	13.98
9.94	14.50	14.65	15.99	15.59	10.94	9.43	10.39
0.17	0.20	0.19	0.16	0.21	0.13	0.15	0.12
6.49	3.84	4.24	2.88	2.60	4.16	2.10	1.98
10.36	8.10	7.93	6.71	6.90	6.16	5.70	4.23
1.89	2.35	2.21	2.74	2.12	1.57	2.86	1.32
0.94	1.80	1.76	1.90	2.20	2.51	3.45	3.80
0.06	0.53	0.18	0.30	0.30	0.38	0.50	0.52
0.56	1.20	0.79	2.10	0.51	0.48	1.64	0.44
99.67	99.87	99.67	101.13	100.78	99.60	100.14	99.79
4	8	9.1	8	9	7	12.1	8.6
0.67	2.4	1.92	1.5	1.7	0.66	1.6	1.08
30	73	75	94	70	112	110	117
220	340	412	480	600	772	1100	1 480
178	171	183	180	210	298	220	195
13	22	22	28	35	46	73	61
27	43	45	55	75	92	140	128
—	5.5	5.8	—	—	11.4	—	16.1
14	22	24	30	39	44	66	63
2.8	4.6	4.9	7	9.3	9	15	11.7
0.71	1.35	1.55	1.65	2.21	2	2.7	2.7
2.9	5.1	6.1	6.9	10.3	7.2	11	11
0.52	0.83	1.03	1.4	1.68	1.25	1.7	1.67
—	5.2	6.5	—	—	8.1	—	9.4
—	1.11	1.38	—	—	1.56	—	1.84
—	3.2	3.9	—	—	4.4	—	5.4
0.26	0.51	0.6	0.7	0.8	0.65	0.8	0.77
1.6	3.1	3.7	4.5	4.8	4	4.8	4.6
0.23	0.45	0.53	0.65	0.69	0.59	0.73	0.68
60	144	176	174	220	391	330	391
1.7	4.4	5.3	4.7	5.3	7	8.2	10.3
4.5	9.6	11.9	10	13	24	16	27
0.28	0.79	0.96	0.8	1.08	1.2	1.25	1.64
16	30	37	35	47	52	50	51
65	40	50	100	55	104	38	75
110	71	75	38	19	77	13	66
51	42	45	20	12	38	22	22
220	252	279	80	50	171	160	115
54	28	32	38	40	—	34	21
5.4	4.7	4	4.2	5	7.8	10.3	8.8
0.8	0.8	0.9	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7
1.4	1.3	1.3	1.2	1.7	1.5	1.8	1.9
2.9	2.9	2.8	2.5	2.4	3.2	3.1	3.3
60	38	40	29	27	46	34	30

Компонент	30	31	32	33	34	35	36	37	38
	245-78	247-78	A-258-78	275-78	285-78	102	103	184-82	188-82
SiO ₂	48.74	47.10	47.21	47.76	48.92	49.13	47.55	47.85	49.00
TiO ₂	1.26	1.02	0.94	1.08	1.06	0.74	1.08	0.65	1.13
Al ₂ O ₃	13.53	14.32	14.47	13.88	13.71	15.95	13.53	15.81	13.05
Fe ₂ O ₃ *	14.70*	13.66	11.62	13.28	13.32	11.1	14.66	12.04	15.21
MnO	0.24	0.21	0.18	0.20	0.19	0.18	0.18	0.25	0.24
MgO	6.88	8.22	8.82	7.69	7.81	7.62	7.76	7.56	6.77
CaO	11.03	12.71	13.11	11.79	11.40	12.00	12.16	11.58	11.39
Na ₂ O	1.60	2.50	1.99	2.38	1.63	1.86	1.82	2.27	1.68
K ₂ O	0.95	0.53	0.60	0.14	0.68	0.48	0.46	1.28	0.10
P ₂ O ₅	0.10	0.07	0.06	0.23	0.20	0.18	0.18	0.05	0.14
П.п.п.	1.80	0.20	0.63	1.96	2.36	1.63	1.78	0.64	2.12
Сумма	100.83	100.54	99.63	100.39	101.28	100.87	101.16	99.98	100.83
Th	0.4	0.33	0.33	0.37	0.35	0.56	0.2	0.63	0.6
U	0.2	0.33	0.1	0.19	0.17	0.23	0.2	0.17	0.3
Rb	10.0	17.0	6.7	5.0	14.0	12.6	8.0	24	7.0
Ba	118	65	33	40	110	55	44	112	50
Sr	100	102	95	130	110	122	80	115	90
La	1.5	2.8	1.8	2.2	2	2.7	1.8	2.6	2
Ce	4.4	8.2	5	6.4	6.0	6.2	5.0	5.3	6.5
Pr	—	1.17	0.81	—	—	0.94	0.88	0.81	—
Nd	4.5	5.9	4.4	6	5.4	4.5	5	4	6.3
Sm	1.90	1.86	1.44	2.4	2.25	1.41	1.89	1.41	2.45
Eu	0.76	0.81	0.62	0.9	0.94	0.63	0.76	0.61	1.05
Gd	2.7	2.6	1.89	3	4.1	2.2	2.9	1.94	4
Tb	0.64	0.47	0.46	0.54	0.63	0.45	0.6	0.43	0.72
Dy	—	3.4	3.4	—	—	3.0	4.1	3.1	—
Ho	—	0.7	0.75	—	—	0.66	0.87	0.66	—
Er	—	2.1	2.2	—	—	1.89	2.5	2.1	—
Tm	0.46	0.3	0.32	0.37	0.39	0.28	0.39	0.31	0.51
Yb	3.3	1.9	2.0	2.3	2.7	1.8	2.6	2	3.2
Lu	0.51	0.3	0.31	0.37	0.41	0.27	0.39	0.31	0.52
Zr	54	50	57	49	51	40	50	54	49
Hf	0.9	1.46	1.14	0.7	0.6	1.23	1.62	1.14	1.2
Nb	<3	2.5	1.60	<3	<3	1.44	1.62	1.89	<3
Ta	0.09	0.16	0.09	0.03	0.04	0.1	0.13	0.06	0.05
Y	31	20	25	25	24	18.9	26	24	27
Cr	120	192	179	200	170	282	153	199	180
Ni	45	107	56	87	85	114	85	117	63
Co	46	58	34	43	43	49	63	50	47
V	280	367	262	290	320	281	416	226	350
Sc	59	48	—	58	60	48	58	—	62
(La/Yb) _n	0.3	1	0.6	0.6	0.5	1	0.5	0.9	0.4
Eu/Eu*	1	1.1	1.1	1	0.9	1.1	1	1.1	1
(Gd/Yb) _n	0.7	1.1	0.8	1	1.2	1	0.9	0.8	1
(La/Sm) _n	0.5	1.0	0.8	0.6	0.6	1.2	0.6	1.2	0.5
Mg#	52	58	63	57	57	61	55	59	50

Примечание. 1—13 двуполевошпатовые микрогнейсы, порфириды, биотит-кварц-полевошпатовые сланцы и биотит-амфиболовые гнейсы метаандезит-дацит-трахириодацитов ассоциации: 1—3 — метаандезиты, 4—10 — метадациты, 11 — метариодациты, 12, 13 — метатрахириодациты; 14—22 — амфиболовые кристаллосланцы и плагиоклазовые амфиболиты металейкобазальт-базальтовой ассоциации: 14—17 — метабальты, 18—21 — металейкобазальты, 22 — метаандезитбазальт; 23—29 — плагиоклазовые амфиболиты, биотитовые (\pm Амф) плагиогнейсы и биотит-амфибол-полевошпатовые сланцы метабазальт-андезитбазальт-трахиандезитовой ассоциации: 23, 24 — метабазальты и металейкобазальты, 25, 26 — метаандезитбазальты, 27 — метаандезит, 28, 29 — метатрахиандезиты; 30—38 — амфиболиты (метабазиты) метабазальтовой ассоциации. Fe₂O₃* — суммарное железо.

Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ для метавулкаников енисейского комплекса (Ангаро-Канский блок).

Ассоциации: 1 — метаандезит-дацит-трахириодацитовая; 2 — метабаза́льт-лейкобаза́льтовая; 3 — метабаза́льт-андезибаза́льт-трахиандезитовая; 4 — метабаза́льтовая.



Химический состав вулканических пород метаандезит-дацит-трахириодацитовая ассоциации соответствует преимущественно натрий-калиевым дацитам, реже субщелочным риодацитам и андезитам (рис. 2). Андезиты и дациты образуют общие тренды петрогенных элементов относительно SiO_2 , но андезиты имеют пониженный Al_2O_3 . На классификационной диаграмме [Jensen, 1976] фигуративные точки пород располагаются в поле толеитовой серии на границе с известково-щелочной (рис. 3), что обусловлено их повышенной титанистостью и железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.7\text{—}0.86$). Все они обогащены K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.2\text{—}3$), Rb, Ba, Th, Zr, Hf, PЗЭ (см. табл. 2), отличаются высоким (6—32) Th/U отношением. Андезиты и дациты характеризуются однотипными умеренно фракционированными спектрами PЗЭ с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 13\text{—}31$ и отчетливым Eu минимумом — $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4\text{—}0.7$ (рис. 4, A, a). Субщелочные риодациты имеют максимальные содержания PЗЭ, Th, Zr, Hf, сильно фракционированные спектры лантаноидов $(\text{La}/\text{Yb})_n = 39\text{—}48$ с резким Eu минимумом, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2$. На мультиэлементных спектрах всех разновидностей пород ассоциации проявлены резкие минимумы по Ba, Nb, Ti (см. рис. 4, A, б).

Металейкобаза́льт-база́льтовая ассоциация представлена породами нормальной щелочности, низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 \leq 1\%$) и умеренно глиноземистыми. Из 12 проанализированных проб 6 отвечают базальту, 4 — лейкобаза́льту и 2 — андезибаза́льту. На классификационной диаграмме $\text{MgO}\text{—}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{—Al}_2\text{O}_3$ [Jensen, 1976] фигуративные точки метабаза́льтов попадают в поле высокомагнезиальных толеитов. Все они представляют умеренно дифференцированные разности, значения Mg# в базальтоидах варьируют от 56 до 67. Породы имеют слабофракционированные редкоземельные спектры за счет обогащения легкими PЗЭ, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьирует от 3.7 до 6.6 со слабым минимумом по Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.0\text{—}0.7$) (рис. 4, B, a). На мультиэлементных спектрах метабаза́льтоидов отмечаются отчетливо выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti, в различной степени проявлено обогащение K, Rb, Ba, Th, Sr (см. рис. 4, B, б).

Метабаза́льт-андезибаза́льт-трахиандезитовая ассоциация, в отличие от предыдущей, характеризуется повышенной титанистостью ($\text{TiO}_2 = 1.5\text{—}2.2\%$), железистостью ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 13\text{—}16\%$ — в базальтоидах и андезибаза́льтах) и общей щелочностью, возрастающей за счет калия по мере увеличения кремнекислотности (см. табл. 2, рис. 2). На диаграмме $\text{MgO}\text{—}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{—Al}_2\text{O}_3$ фигуративные точки пород ассоциации располагаются в полях высокожелезистых толеитовых базальтов и андезитов (см. рис. 3). По сравнению с металейкобаза́льт-база́льтами для данной ассоциации характерны более высокие концентрации несовместимых крупноионных (Rb, Ba), радиоактивных (Th, U), высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta, Y) элементов, легких PЗЭ и P, заметно возрастающие от базальтов к андезитам. В этом же ряду растет степень фракционирования спектров PЗЭ, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ — от 4 до 10) и европиевый минимум (Eu/Eu^* — от 0.9 до 0.6) (рис. 4, B, a). На мультиэлементных спектрах базальтоидов и андезитов наблюдаются отчетливые минимумы по Nb (см. рис. 4, B, б). Вышеотмеченные геохимические параметры, а также то, что андезиты с повышенным TiO_2 продолжают петрогеохимический тренд базальтов, свидетельствуют о гене-

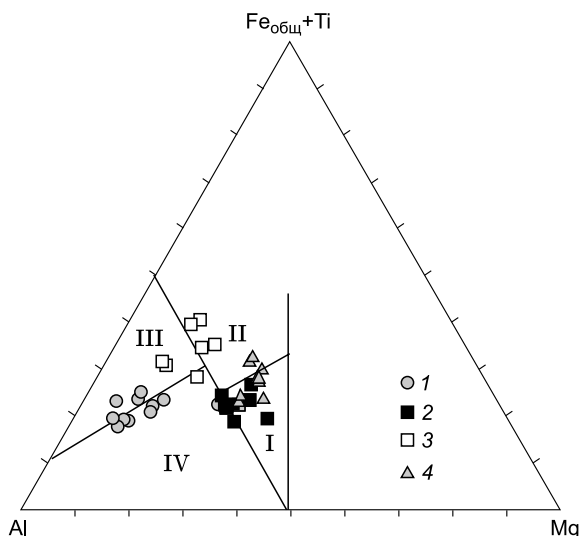
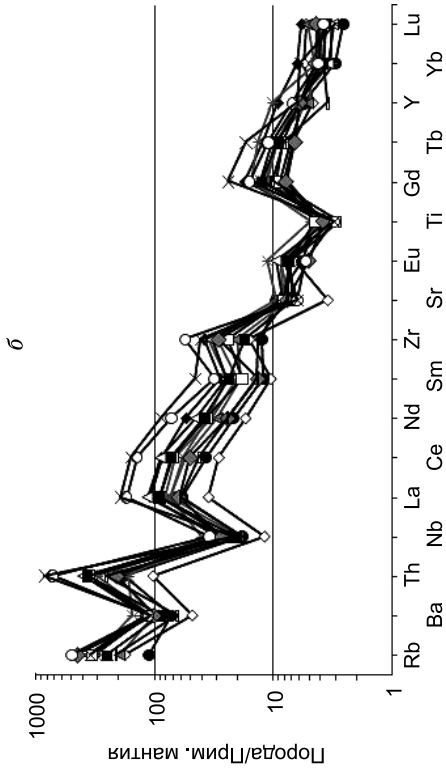
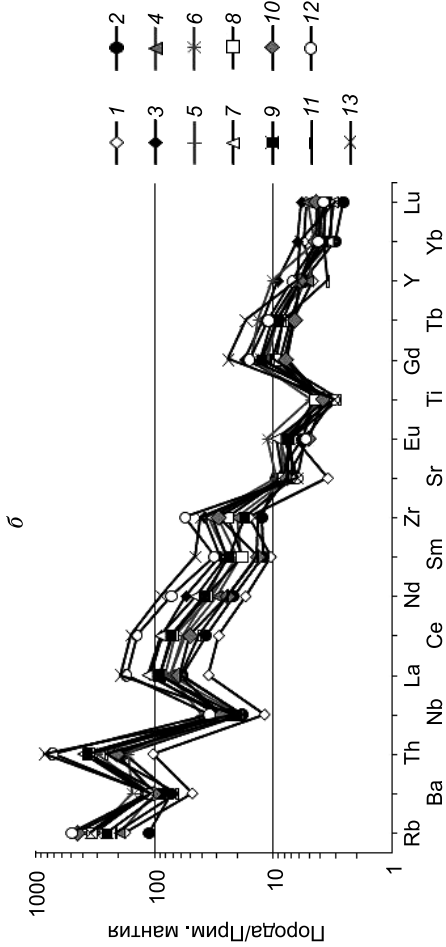


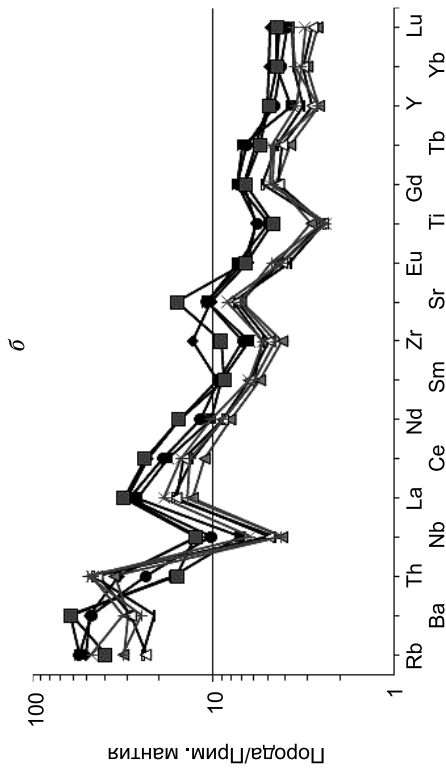
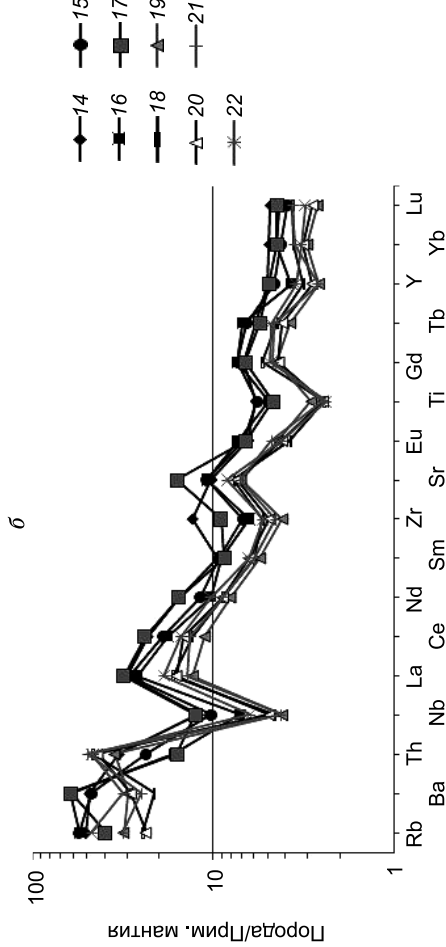
Рис. 3. Диаграмма $\text{Al}\text{—}(\text{Fe} + \text{Ti})\text{—Mg}$ для метавулкаников енисейского комплекса.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Поля составов, по [Jensen, 1976]: I—III — вулканиды толеитовой серии: высокомагнезиальные (I), высокожелезистые (II) базальты, андезиты, дациты, риолиты (III); вулканиды известково-щелочной серии (IV).

A



Б



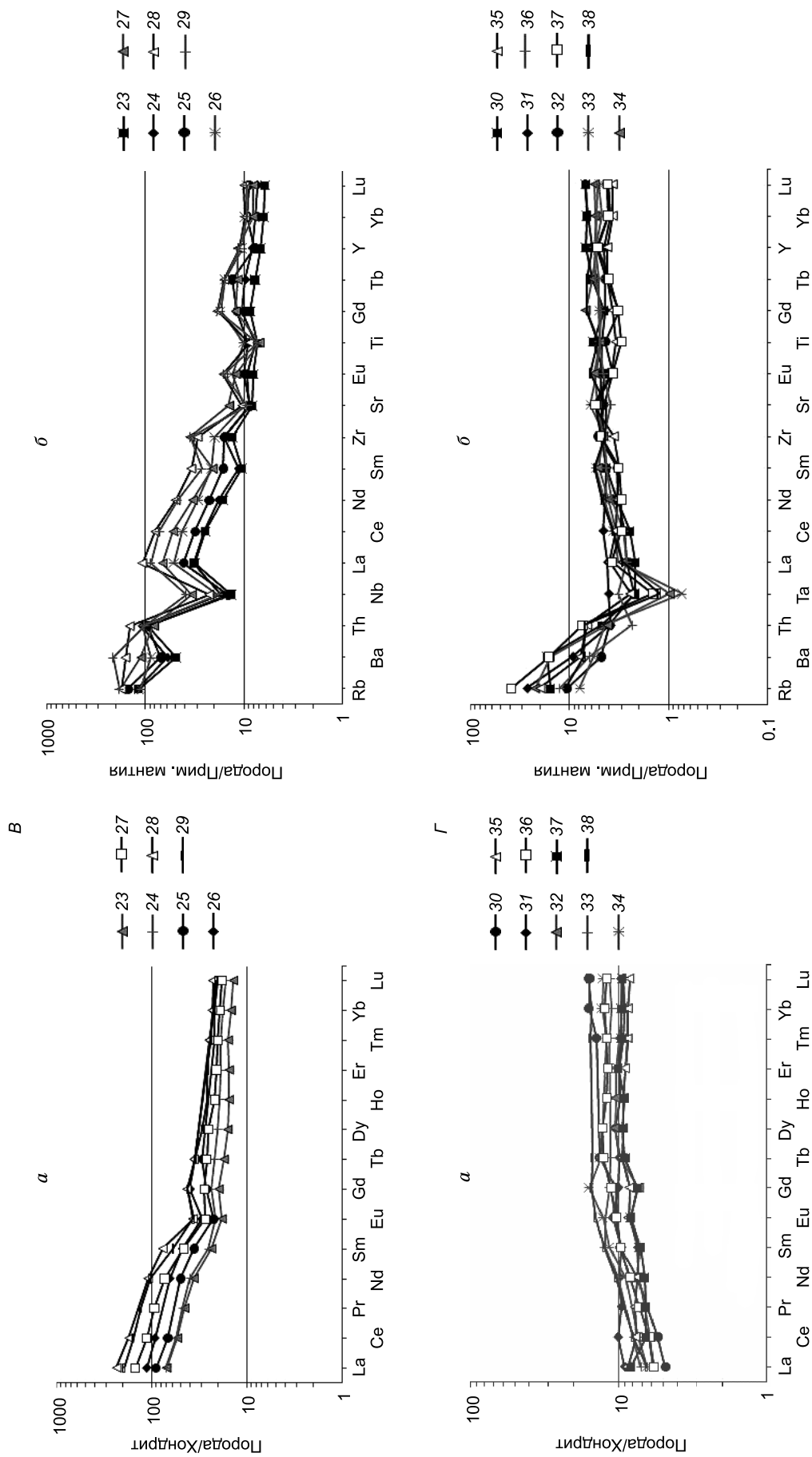


Рис. 4. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры вулканитов: А — метаандезит-трахиандезитовой ассоциации, Б — метабазальт-лейкобазальтовой ассоциации, В — метабазальт-андезитово-трахиандезитовой ассоциации, Г — метабазальтовой ассоциации.

Нормировано по хондриту [Boynston, 1984] и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Номера проб соответствуют табл. 2.

тическом единстве этой дифференцированной ассоциации, в пределах которой значения $Mg\#$ изменяются от 47 до 28.

Метаморфизованные магматические породы менее широко развиты в разрезе первой амфиболит-мрамор-парагнейсовой (вулканогенно-карбонатно-терригенной) толщи, обнажающейся в правобережье Енисея ниже пос. Предивинск до устья Посольной. Они представлены субпластовыми и будинообразными телами амфиболитов и гранатосодержащих амфиболитов, согласными с простираем гнейсовидности и имеющими мощность от 0.5 до 7 м. Совместно с вмещающими парагнейсами и кальцифирами они подвержены складчатости. По составу metabазиты первой толщи отвечают низкотитанистым ($TiO_2 = 0.7\text{—}1.3\%$), низкоглиноземистым ($Al_2O_3 = 13.1\text{—}14.5\%$) меланократовым базальтам и долеритам нормальной щелочности, характеризующимся повышенным (11—13.1%) содержанием CaO (см. табл. 2). На классификационной диаграмме $MgO\text{—}(FeO^* + TiO_2)\text{—}Al_2O_3$ [Jensen, 1976] фигуративные точки metabазальтов попадают в поле высокомагнезиальных толеитов (см. рис. 3). Для них характерны плоские или деплетированные легкими лантаноидами спектры РЗЭ ($(La/Yb)_n = 1.0\text{—}0.5$) (рис. 4, Г, а) и слабое обогащение более подвижными при метаморфизме крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Th) на мультиэлементных спектрах (см. рис. 4, Г, б). По характеру мультиэлементных спектров обособляются две группы базальтоидов: без отчетливого Ta-Nb минимума ($(Ta/La)_{pm} = 0.6\text{—}1.2$) и с ним ($(Ta/La)_{pm} = 0.2\text{—}0.4$).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО U-Pb (SHRIMP-II) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ МЕТАВУЛКАНИТОВ

Для изотопно-геохронологического исследования цирконов отобраны две пробы метавулканитов андезит-дацит-трахириодацитов ассоциации. Проба метаморфизованного дацитового порфира (177-82) отобрана из коренного обнажения в левом борту долины р. Енисей, в 550 м ниже устья руч. Калинкин (см. рис. 1). Порода серого цвета, сланцеватая с порфировой структурой. В порфировых выделениях округлые и таблитчатые выделения плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата размером от 1—3 до 10—15 мм по длинной оси. Тонкокристаллическая бластически перекристаллизованная основная

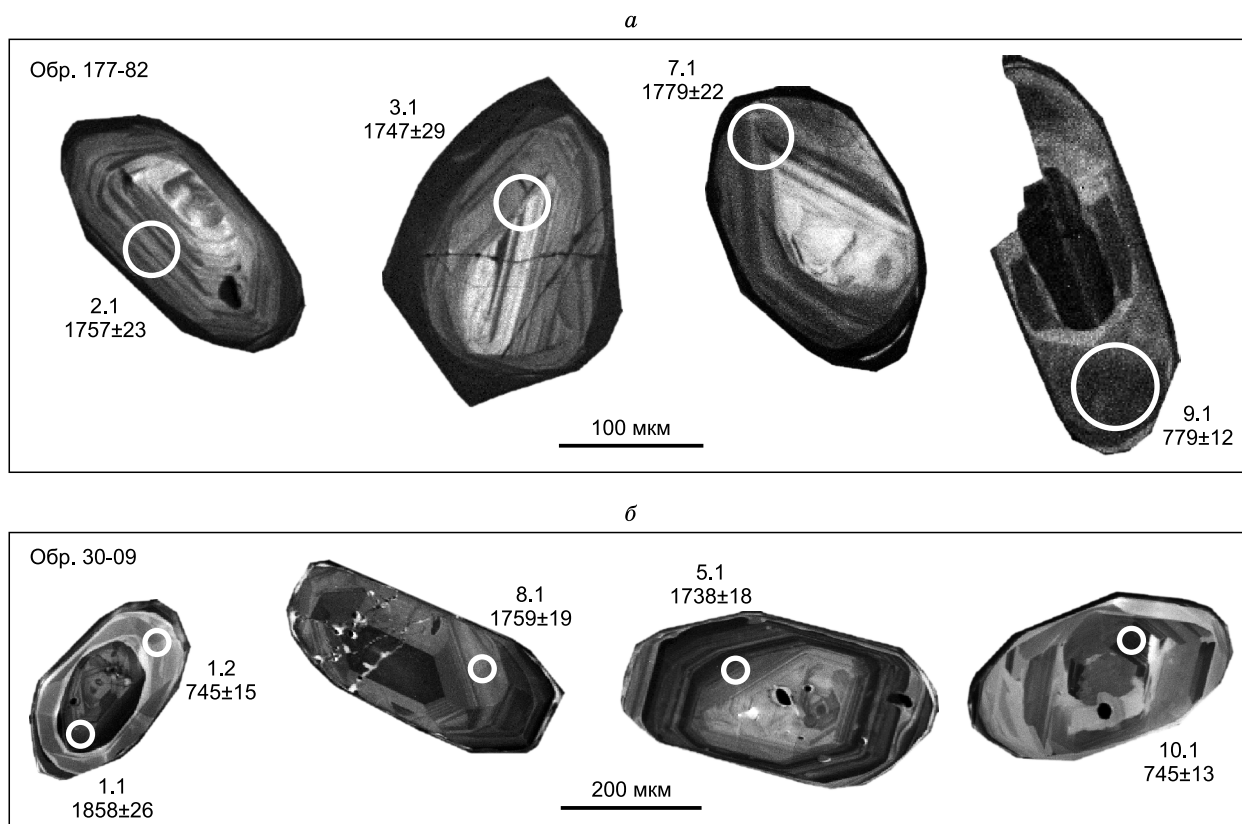


Рис. 5. Катодоллюминесцентное изображение циркона из дацитового порфира (а) и метаандезита (б).

Показаны точки датирования и значения возраста (млн лет).

Таблица 3.

**U-Pb изотопные данные для цирконов из метавулканитов
андезит-дацит-трахириодацитов ассоциации енисейского комплекса**

Точка	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb _c , %	²⁰⁶ Pb*, г/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет		D, %
	г/г	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Обр. 177-82, метадацит															
177-82.1.1	457	741	1.68	0	132	0.1079	1.3	5.02	2.1	0.3375	1.6	0.784	1868 ± 34	1764 ± 24	-6
177-82.2.1	183	154	0.87	0	50.7	0.1075	1.3	4.78	2.2	0.3222	1.8	0.816	1792 ± 32	1757 ± 23	-2
177-82.3.1	209	146	0.72	0.16	59.7	0.1069	1.6	4.88	2.5	0.3312	1.9	0.762	1843 ± 34	1747 ± 29	-5
177-82.4.1	778	1312	1.74	0.05	252	0.1114	0.72	5.8	1.8	0.3776	1.7	0.917	537 ± 120	1823 ± 13	-12
177-82.5.1	567	58	0.11	—	60.8	0.0647	1.5	1.11	2.3	0.1247	1.7	0.736	756 ± 12	764 ± 32	1
177-82.6.1	445	123	0.29	0.12	125	0.108	10	4.86	1.9	0.3263	1.7	0.857	1820 ± 27	1767 ± 18	-3
177-82.7.1	257	245	0.98	0.03	69.5	0.1088	1.2	4.72	2.1	0.3144	1.7	0.827	1765 ± 31	1779 ± 22	1
177-82.8.1	263	96	0.38	0.15	79.8	0.1125	1.3	5.48	2.2	0.3532	1.8	0.813	1957 ± 32	1841 ± 24	-6
177-82.9.1	522	60	0.12	0.26	57.6	0.0631	2.3	1.11	2.8	0.128	1.7	0.596	779 ± 12	710 ± 48	-8
177-82.10.1	872	344	0.41	0.05	281	0.1142	0.64	5.9	1.7	0.3749	1.6	0.927	2051 ± 29	1868 ± 12	-9
Обр. 30-09, метаандезит															
30-09.1.1	151	173	1.19	0.19	43.1	0.1136	1.5	5.20	2.4	0.3322	1.9	0.786	1849 ± 30	1858 ± 26	0
30-09.1.2	99	7	0.07	0.41	10.4	0.0634	6	1.071	6.3	0.1225	2.1	0.327	745 ± 15	722 ± 130	-3
30-09.2.2	169	184	1.12	0.10	42.9	0.1026	1.3	4.168	2.4	0.2947	1.9	0.824	1665 ± 28	1671 ± 25	0
30-09.2.1	476	184	0.40	0.03	118	0.1095	1.1	4.338	2.1	0.2874	1.8	0.845	1629 ± 25	1791 ± 20	10
30-09.3.1	175	226	1.33	0.06	48.1	0.1098	2	4.83	2.8	0.3191	1.9	0.691	1785 ± 30	1796 ± 37	1
30-09.4.1	103	84	0.84	0.17	26.9	0.1065	1.8	4.47	2.6	0.3042	1.9	0.737	1712 ± 29	1740 ± 33	2
30-09.5.1	200	141	0.73	0.04	52.5	0.1064	0.98	4.472	2.1	0.3049	1.8	0.881	1716 ± 28	1738 ± 18	1
30-09.6.1	95	3	0.03	0.71	10.5	0.0644	4.7	1.131	5.1	0.1274	2.1	0.404	773 ± 15	755 ± 99	-2
30-09.7.1	163	117	0.74	0.00	28.4	0.094	1.5	2.635	2.5	0.2033	2.00	0.798	1193 ± 21	1509 ± 28	26
30-09.7.2	73	3	0.05	0.36	7.66	0.0627	4.2	1.054	4.7	0.1219	2.2	0.457	741 ± 15	699 ± 89	-6
30-09.8.1	182	190	1.08	0	48.5	0.1076	1	4.61	2.2	0.31	1.9	0.883	1746 ± 29	1759 ± 19	1
30-09.9.1	161	145	0.93	0.06	46.4	0.1118	1.1	5.18	2.2	0.3364	1.9	0.863	1869 ± 31	1828 ± 21	-2
30-09.10.1	249	17	0.07	0.21	26.3	0.0635	2.8	1.073	3.3	0.1226	1.9	0.557	745 ± 13	724 ± 59	-3
30-09.11.1	414	183	0.46	0.02	120	0.11302	0.63	5.267	1.9	0.34	1.8	0.942	1877 ± 29	1849 ± 11	-2
30-09.11.2	306	165	0.56	0.02	85.6	0.11012	0.77	4.942	1.9	0.3255	1.8	0.919	1817 ± 28	1801 ± 14	-1

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Ошибка калибровки стандарта TEMORA — 0.62 %. D — процент дискордантности. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

масса сложена биотит-кварц-полевошпатовым агрегатом. Тонкочешуйчатый биотит, плеохроирующий в светло-зеленых и буро-зеленых тонах, присутствующий в количестве 15—20 %, подчеркивает линейно-сланцеватую текстуру породы.

Циркон представлен короткопризматическими и бочонковидными, реже длиннопризматическими дипирамидальными кристаллами со сглаженными ребрами и вершинами размером 150—300 мкм, коэффициент удлинения (K_y) 1.3—3. В проходящем свете зерна полупрозрачные, светло-коричневого цвета, некоторые из них трещиноваты. В катодоллюминесцентном изображении (КЛ) в одних кристаллах наблюдается тонкая осцилляторная или секториальная зональность, другие имеют двухфазное строение с дипирамидально-призматическим ядром и темной в КЛ оболочкой, третьи зерна темные, почти черные в КЛ, метамиктные с нечеткой зональностью, в некоторых из них наблюдаются неясные ядра и тонкие светлые оболочки (рис. 5, а). Дискордия, построенная для этих цирконов (точки 1.1, 2.1, 3.1, 6.1, 7.1, незакрашенные эллипсы), имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее позднепалеопротерозойскому возрасту — 1741 ± 30 млн лет (СКВО = 0.88) (рис. 6, а, табл. 3). Нижнее пересечение дискордии с конкордией, совпадающее с самой молодой конкордантной датировкой, отвечает возрасту 765 млн лет. Вблизи нижнего пересечения располагаются координаты двух точек, отвечающие оболочке и незональному в КЛ округлому зерну с низкой концентрацией Th (58—60 г/т) и низким Th/U (0.11—

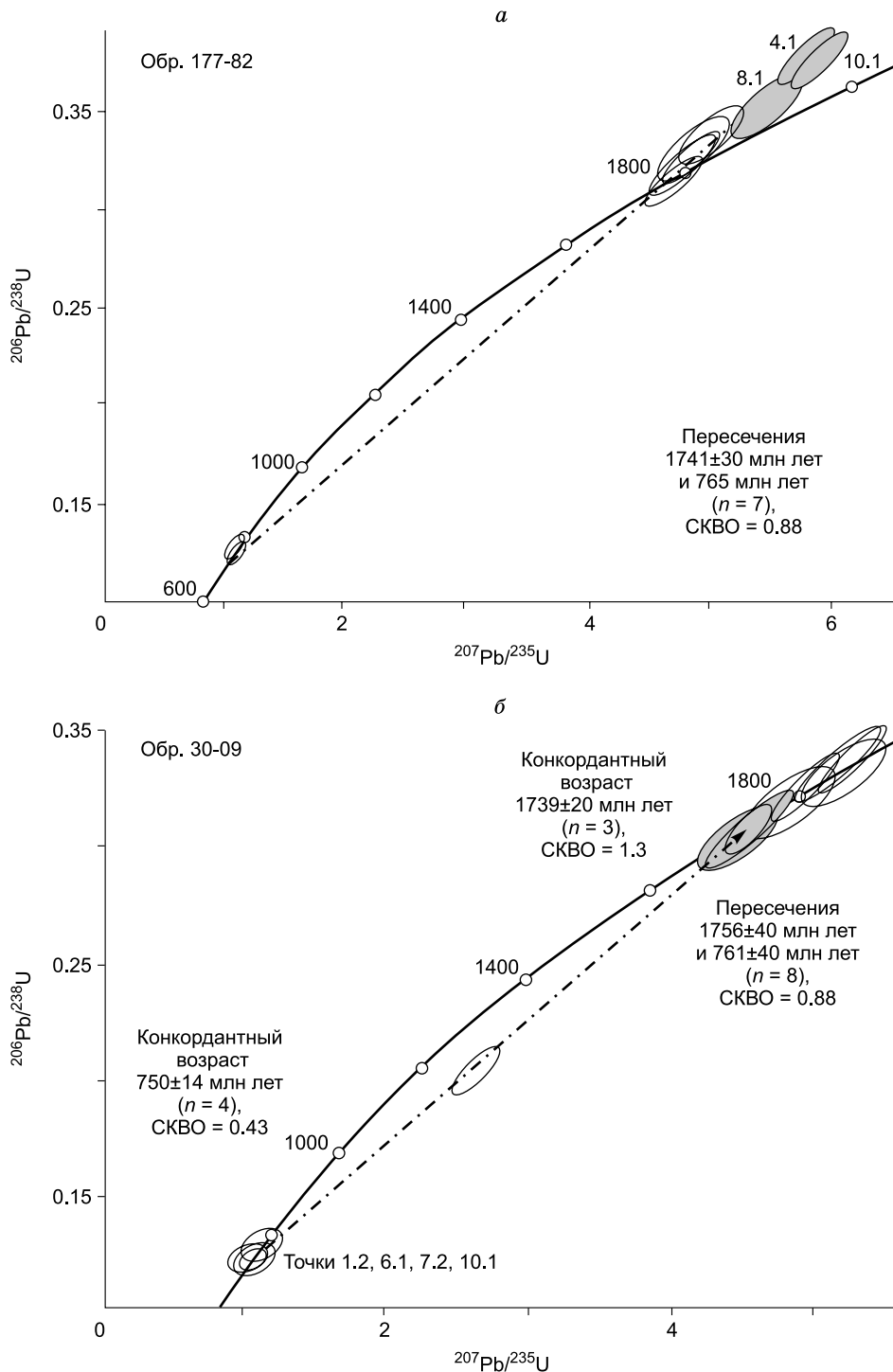


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из дацитового порфира (а) и метаандезита (б)

0.12), что может быть связано с их образованием при метаморфизме. Интерпретация результатов по остальным трем точкам (см. рис. 6, а, точки 4.1, 8.1, 10.1) проанализированных цирконов затруднительна, так как их U-Pb изотопные отношения имеют высокую обратную дискордантность (D от -6 до -12%), их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты составляют 1823—1868 млн лет. Эти три зерна циркона темные и практически незональные в КЛ отличаются повышенным содержанием U (263—872 г/т) и значительными колебаниями в содержании Th (96—1312 г/т).

Вторая проба метаандезита (30-09) отобрана в левом борту долины Енисея, в 0.8 км выше ручья Луговской (координаты 57°17'32" с.ш., 93°19'53" в.д.) (см. рис. 1). Основными минералами метаандезита являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат и биотит, плеохроирующий в зеленовато-бурых тонах, а также кварц, составляющий 7—10 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и цирконом. Структура породы неравномерно тонкозернистая, лепидогранобластовая, текстура гнейсовидная, подчеркнутая линейно-параллельным распределением чешуек биотита и линзовидных выделений кварц-полевошпатового агрегата.

Циркон представлен дипирамидально-призматическими или короткопризматическими кристаллами со сглаженными вершинами и ребрами. Размер кристаллов составляет 200—550 мкм, $K_y = 1.4—3.2$. Короткопризматические зерна циркона (см. рис. 6, б, точки 4.1, 5.1, 8.1, закрашенные эллипсы) с тонкоритмичной осцилляторной зональностью (см. рис. 5, б) характеризуются $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастными в диапазоне от 1738 до 1759 млн лет (см. табл. 3). Их конкордантный возраст, рассчитанный по трем точкам, составляет 1739 ± 20 млн лет (СКВО = 1.3) (см. рис. 6, б). Эти зерна по содержанию U (103—200 г/т), Th (84—190 г/т) и величине Th/U (0.73—1.1) сопоставимы с цирконом магматического происхождения. Данное значение возраста идентично возрасту циркона из пробы дацитового порфира и отвечает времени кристаллизации циркона из андезита. В пределах аналитических ошибок аналогичное возрастное значение имеет верхнее пересечение дискордии с конкордией — 1756 ± 40 млн лет (СКВО = 0.07), нижнее пересечение этой дискордии — 760 ± 40 млн лет, фиксируются четыре точки (см. рис. 6, б, точки 1.2, 6.1, 7.2, 10.1), отвечающие светлым незональным в КЛ оболочкам или зернам с елочковидной (fir-tree) зональностью. Конкордантный возраст по этим четырем точкам составляет 750 ± 14 млн лет (СКВО = 0.43). Крайне низкое содержание Th (3—17 г/т), низкое U (73—249 г/т) и аномально низкая величина Th/U (0.03—0.05) (см. табл. 3) в этих оболочках и зернах свидетельствуют в пользу их образования в результате высокотемпературного метаморфизма [Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000]. Более древний возраст (>1.8 млрд лет) установлен для ядер циркона в зернах призматической формы (точки 1.1, 3.1, 9.1, 11.1, 11.2, незакрашенные эллипсы, см. рис. 6, б), имеющих различной мощности темные и светлые в КЛ оболочки. Эти ядра, как правило, сохраняют осцилляторную зональность, относительно обогащены U и Th в сравнении с более молодыми цирконами и по содержанию U (151—414 г/т), Th (145—226 г/т) и величине Th/U (0.46—1.33) также соответствуют циркону магматического происхождения. Конкордантный U-Pb возраст трех из этих ядер цирконов (точки 1.1, 9.1, 11.1) равен 1850 ± 17 млн лет (СКВО = 0.97) и может быть интерпретирован как время кристаллизации циркона в магматическом протолите. Три точки, соответствующие оболочкам или внешней зоне зонального кристалла циркона и темному в КЛ незональному ядру (точки 11.2, 3.1, 2.1), имеют заметно меньший, «промежуточный» возраст ~1.8 млрд лет, что, вероятно, отражает изменение этих частей или зерен циркона под действием расплава.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст метавулканитов метаандезит-дацит-трахириодацитово-ассоциации. Все возрастное значения, полученные по двум пробам циркона, предполагают следующую интерпретацию. Ядра циркона с возрастом ~1.85 млрд лет, вероятно, унаследованы от корового источника вулканитов. Такой интерпретации не противоречат величины модельного Sm-Nd возраста метавулканитов ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, составляющие 2.4—2.5 млрд лет) (табл. 4), которые перекрываются по диапазону значений $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (2.4—2.8 млрд лет) [Ножкин и др., 2008; Urmantseva et al., 2012] с породами канского комплекса — их вероятного источника. Парагнейсы и их мигматизированные разности из канского комплекса содержат метаморфические

Таблица 4. Изотопные Sm-Nd данные для метавулканитов енисейского комплекса

№ п/п	Номер пробы	T, млн лет	Nd / Sm		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
			г/г					
1	30-09	1740	72.9	12.65	0.104856	0.511359 ± 3	2498	-4.5
2	187-82	1740	47.5	8.35	0.106246	0.511411 ± 22	2457	-3.8
3	289-81	1740	40.8	8.18	0.121056	0.511363 ± 11	2924	-8.0
4	193-82	1740	2.26	10.03	0.135902	0.511709 ± 14	2810	-4.6
5	288-78	1740	51.9	9.27	0.107815	0.511275 ± 23	2687	-6.8

Примечание. 1 — метаандезит, 2 — метадацит, 3 — субвулканическая порода, 4 — лейкобазальт, 5 — жильный гранит. T — возраст, принятый для расчета ϵ_{Nd} . Определение концентраций и изотопного состава магматических пород выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262(PRQ) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Аналитик П.А. Серов. На период измерений среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта La Jolla равно 0.511833 ± 15 ($N = 15$).

цирконы с U-Pb возрастом (SHRIMP-II) 1.89—1.87 млрд лет [Urmantseva et al., 2012]. Близкий, но более молодой U-Pb возраст (TIMS) (1.84 млрд лет) имеют магматические цирконы из ранней фазы гранитов Таракского массива [Ножкин и др., 2003]. Все эти изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о проявлении палеопротерозойских магматических и метаморфических событий в породах канского комплекса Ангаро-Канского блока в диапазоне времени от 1.84 до 1.89 млрд лет.

Изотопный U-Pb возраст зональных кристаллов циркона или их внешних частей из датированных метаандезитов и метадацитов, равный 1.74 млрд лет, отражает время кристаллизации циркона из расплавов андезит-дацитового состава. Этот возраст свидетельствует о более позднем времени образования метавулканитов по сравнению со значением ~1.88 млрд лет [Бибикина и др., 1993], полученным U-Pb методом (TIMS) по цирконам из пород первой амфиболит-мрамор-парагнейсовой толщи, магматическая природа которых остается недоказанной.

Дополнительную информацию о возрасте енисейского осадочно-вулканогенного комплекса дают результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из терригенных метаосадков енисейского комплекса, полученные методом LA-ICP-MS [Ножкин и др., 2013]. В двух образцах метаосадочных пород, отобранных из первой метавулканогенно-осадочной и третьей метаосадочной толщ, доминируют детритовые зерна циркона со средневзвешенным возрастом ~1.87 и 1.84 млрд лет соответственно. Наличие среди них детритовых зерен как цирконов с осцилляторной зональностью, так и незональных зерен указывает на эрозию магматических и метаморфических пород, образование которых отвечает времени палеопротерозойских коллизионных событий. Немногочисленные наиболее молодые детритовые ядра циркона в метаосадках первой толщи имеют возраст ~1.78 млрд лет, что определяет нижнюю временную границу осадконакопления. Таким образом, среднекислый вулканизм на рубеже 1.74 млрд лет и накопление терригенных осадков (≤ 1.78 млрд лет) происходили после основных коллизионных событий — высокотемпературного метаморфизма пород канского комплекса и внедрения ранней фазы таракских гранитов в интервале от 1.89 до 1.84 млрд лет.

Образование незональных кайм циркона и округлых кристаллов с возрастом ~750 млн лет обусловлено, по-видимому, метаморфизмом вулканитов в позднем неопротерозое. С этим рубежом связано формирование внутриплитных лейкократовых гранитов ряда массивов в заангарской части Енисейского кряжа [Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2014]. Для Ангаро-Канского блока проявление тектонотермальных событий в позднем неопротерозое (~750 млн лет) ранее не было установлено.

Источники расплавов и условия образования метавулканитов енисейского комплекса. Толетитовые metabазальты первой существенно метаосадочной толщи по характеру спектров РЗЭ и уровню содержания MgO, CaO, Sr, Ni, Sr, V сходны с базальтами срединно-океанических хребтов — NMORB, обеднение легкими РЗЭ указывает на деплетированный характер их мантийного источника. Повышенные содержания Rb, Ba и в меньшей степени Th сближают их с толеитовыми базальтами островных дуг. Вместе с тем наличие разностей как со слабым Nb-Ta минимумом, так и без него позволяет связывать их образование с обстановками растяжения континентальной коры, и в этом случае появление отрицательной Nb-Ta аномалии в сочетании с обогащением Rb, Ba может быть следствием контаминации исходных расплавов коровым материалом.

Для понимания условий образования метавулканитов второй метаморфической толщи ключевыми являются вещественные и изотопные характеристики доминирующих метавулканитов андезит-дацитриодацитового ассоциации. Геохимические характеристики кислых метавулканитов, такие как широкие вариации SiO₂, умеренная железистость, обогащение некогерентными редкими элементами (Rb, Ba, Th) при умеренных концентрациях Sr, позволяют сопоставлять эти породы с калиевыми I-гранитами, тогда как по содержанию высокозарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, Y) и легких РЗЭ они соответствуют внутриплитным кислым вулканитам и гранитоидами A-типа, для которых характерно обогащение этими элементами [Гребенников, 2014]. На классификационных диаграммах точки метавулканитов трассируют границу пород толеитовой и известково-щелочной серий (см. рис. 3) или железистых и магнезиальных гранитоидов. Образование вулканитов происходило путем плавления преимущественно корового субстрата, о чем свидетельствуют отрицательные значения ϵ_{Nd} (–3.8 и –4.5) и величины модельного Sm-Nd возраста — $T_{Nd}(DM) = 2.4—2.5$ млрд лет (см. табл. 4). Потенциальным источником расплавов служили кислые гранулиты канского комплекса, перекрывающиеся по величине $T_{Nd}(DM)$ (2.4—2.7 млрд лет) с метавулканитами среднекислого состава (см. табл. 4). Энсиалическая обстановка образования отражается и в изотопных Sm-Nd характеристиках пород субвулканических тел и жильных гранитов (ϵ_{Nd} от –6.8 до –8.0; $T_{Nd}(DM) = 2.7—2.9$ млрд лет). Наконец, признаком вклада пород канского комплекса в образование вулканитов служат содержащиеся в них ядра циркона с возрастом, древнее 1.8 млрд лет.

Метавулканиты лейкобазальт-базальтовой ассоциации, отвечающие по составу магнезиальным толеитовым базальтам, характеризуются слабым обогащением легкими РЗЭ, крупноионными литофильными элементами и отчетливым Nb минимумом на мультиэлементных спектрах. По этим параметрам они сопоставимы с субдукционными вулканитами. Металейкобазальт этой ассоциации имеет отрица-

тельное ϵ_{Nd} (–4.6), что в сочетании с геохимическими характеристиками указывает на вклад корового материала либо в источнике, например, посредством субдукции осадков, либо в результате ассимиляции. В пользу последнего варианта свидетельствуют наличие слабого европиевого минимума и весьма низкое значение ϵ_{Nd} . Изотопно-геохимические данные не дают однозначной интерпретации геодинамических условий формирования этих пород. В отличие от пород лейкобазальт-базальтовой ассоциации, метавулканыты базальт-андезитбазальт-трахиандезитовой ассоциации характеризуются повышенным содержанием щелочей, TiO_2 , P_2O_5 и высокозарядных элементов, особенно Nb (10—27 г/т), что отличает их от субдукционных вулканитов близкой кремнекислотности и делает сходными с внутриплитными базальтоидами.

Таким образом, геохимические характеристики всех метавулканических ассоциаций енисейского комплекса не дают однозначного ответа на вопрос о геодинамических обстановках их образования. На субдукционные условия образования указывает только наличие отрицательных Nb-Ta аномалий на мультиэлементных спектрах, которые в сочетании с отрицательными величинами ϵ_{Nd} могут трактоваться как следствие вклада корового материала. В пользу энсиалической обстановки растяжения свидетельствуют принадлежность вулканитов к толеитовой и субщелочной сериям и редкость андезитов, т.е. бимодальный характер вулканизма с одновременным образованием лейкобазальт-базальтовой и дацитриодацитовой ассоциаций.

Геодинамические обстановки и последовательность геологических событий позднего палеопротерозоя на юго-западной окраине Сибирского кратона. Метаосадочные и метавулканические ассоциации енисейского метаморфического комплекса по вещественным характеристикам и последовательности формирования коррелировались с вулканогенно-осадочными отложениями сублукской серии Урикско-Ийского и Елашского грабенов в Присяянье [Ножкин, 1999].

Изотопное U-Pb датирование (LA-ICP-MS) цирконов показало, что породы нижней осадочной части разреза сублукской серии содержат дайки метабазитов с возрастом 1913 ± 24 млн лет, а возраст наиболее молодой популяции детритовых цирконов из осадков составляет ~1.87 млрд лет [Gladkochub et al., 2010]. На основании этих данных предполагается, что осадконакопление происходило в интервале от 1.91 до 1.87 млрд лет в связи с ранними событиями растяжения, обусловленными коллапсом палеопротерозойского орогена [Гладкочуб и др., 2014]. Для средней части разреза, включающего наряду с терригенными осадками вулканомиктовые осадки и вулканиты (андезитовые и базальтовые порфириты, лавы кислого состава, туфы и туффиты), обосновано накопление в условиях растяжения после событий как коллизионного гранитообразования, так и внутриплитного гранитного магматизма [Гладкочуб и др., 2014]. Это подтверждается наличием основного возрастного пика детритовых цирконов (1845 млн лет), аналогичного таковому для терригенных метаосадков енисейской серии, и возрастом наиболее молодых детритовых цирконов (1750 млн лет). Новые результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов из метавулканических енисейского комплекса позволяют коррелировать метавулканическую толщу с возрастом 1.74 млрд лет с отложениями средней части разреза сублукской серии. Такая корреляция служит дополнительным аргументом в пользу формирования вулканитов енисейского комплекса в обстановке растяжения. Этот вывод подтверждается и одновозрастностью среднекислых вулканитов с внутриплитными A-гранитами второй фазы Таракского массива (1.75 млрд лет) в Ангаро-Канском блоке [Ножкин и др., 2009] и другими внутриплитными гранитами (1.75 млрд лет) юго-западной окраины Сибирского кратона [Туркина и др., 2003, 2006]. Наконец, образование вулканитов следует за поздним этапом палеопротерозойского метаморфизма пород канского комплекса (1.77 млрд лет) [Туркина и др., 2012], для которого на основании трендов субизобарического остывания предполагаются условия растяжения и/или андерплейтинга высокотемпературных расплавов [Туркина, Сухоруков, 2015].

Таким образом, общая последовательность палеопротерозойских событий на юго-западе Сибирского кратона может быть представлена в следующем виде:

1.87—1.85 млрд лет — коллизионный высокотемпературный метаморфизм и мигматизация парагенейсов и мафических гранулитов канского комплекса;

1.84 млрд лет — внедрение ранней фазы гранитоидов Таракского массива в условиях постколлизионного растяжения;

1.77 млрд лет — повторный метаморфизм мафических гранулитов;

<1.78—1.84 млрд лет — накопление терригенных осадков енисейского комплекса;

1.74—1.75 млрд лет — образование вулканитов второй толщи енисейского комплекса и внедрение поздней фазы A-гранитов Таракского массива;

<1.7—1.75 млрд лет — накопление терригенных осадков средней части разреза сублукской серии в Урикско-Ийском грабене.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканиты базальтовой, андезит-дацит-трахириодацитов, лейкобазальт-базальтовой и базальт-андезит-базальт-трахиандезитовой ассоциаций енисейского комплекса по петрогеохимическим характеристикам соответствуют вулканитам, образующимся в субдукционных или внутриплитных обстановках. Существенно бимодальный характер вулканитов и их принадлежность к толеитовой и субщелочной сериям свидетельствуют в пользу формирования их в условиях растяжения.

Вулканиты андезит-дацит-трахириодацитов ассоциации образовались в позднепалеопротерозойское (~1.74 млрд лет) время и испытали метаморфизм на рубеже 750 млн лет. Наличие унаследованных цирконов и величины модельного Sm-Nd возраста (2.4—2.5 млрд лет) среднекислых вулканитов указывают на их формирование преимущественно из древнего корового источника.

Позднепалеопротерозойское осадконакопление и вулканизм (1.78—1.74 млрд лет) в Ангаро-Канском блоке происходили после основных коллизионных событий: высокотемпературного метаморфизма (1.89—1.87 млрд лет) и становления первой фазы гранитоидов Таракского массива (1.84 млрд лет). По времени образования вулканиты енисейского комплекса коррелируют с внедрением внутриплитных гранитов Таракского массива, а терригенные осадки с отложениями средней части разреза сублукской серии в Урикско-Ийском грабене.

Результаты исследования минеральных ассоциаций и состава минералов свидетельствуют о неоднородности *P-T* условий метаморфизма пород енисейского комплекса. Метаморфизм пород отвечал условиям перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации и всему *P-T* интервалу амфиболитовой фации.

Авторы благодарят И.В. Николаеву, С.В. Палесского, выполнивших анализ редкоэлементного состава пород, С.Л. Преснякова, Е.Н. Лепехину, проводивших датирование циркона, и П.А. Серова, определившего Sm-Nd изотопный состав пород. Авторы признательны рецензенту Т.Б. Баяновой за конструктивные замечания.

Работа выполнена по плану научных исследований «Геодинамические процессы в Центрально-Азиатском складчатом поясе и Сибирской платформе» и при поддержке РФФИ (гранты 15-05-02964 и 12-05-00591).

ЛИТЕРАТУРА

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

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, т. 1, № 1, с. 35—40.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Романова И.В., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Травин А.В. Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 701—716.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 17—31.

Гребенников А.В. Гранитоиды *A*-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1356—1373.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Избранные труды. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1988, 218 с.

Лепезин Г.Г., Ножкин А.Д., Геря Т.В. Термодинамические параметры метаморфизма канской серии (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1986 (9), с. 11—19.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (3), с. 385—416.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа // ДАН, 2013, т. 453, № 6, с. 671—675.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 32—53.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические

- следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1031—1056.
- Ножкин А.Д.** Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1524—1544.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов // Труды ОИГГМ СО РАН, 1993, 221 с.
- Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.** Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфиридных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л.** Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН, 2008, т. 423, № 6, с. 795—800.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б.** Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН, 2009, т. 428, с. 386—391.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.** Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 158—181.
- Ножкин А.Д., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ронкин Ю.Л.** Дорифейские метапелиты Енисейского кряжа: химический состав, источники сноса, палеогеодинамика // Геохимия, 2012, № 7, с. 644—682.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М.** Нижнепротерозойские метаосадочные комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона: строение и состав, источники сноса, возрастные рубежи формирования, особенности металлогении // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней: Материалы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летию академика Обручева В.А., 130-летию акад. Усова М.А. и 120-летию Урванцева Н.Н. Томск, Изд-во Томск. политех. ун-та, 2013, с. 247—250.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора и ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.
- Тен А.А.** Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // ДАН, 1993, т. 328, № 3, с. 322—324.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779—783.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П.** Возрастные рубежи и условия метаморфизма мафических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (11), с. 1961—1986.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.** Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 33, с. 284—306.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Капитонов И.Н.** Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона): U-Pb и Lu-Hf изотопный и редкоземельный состав циркона // ДАН, 2012, т. 445, № 4, с. 450—458.
- Anderson J.L., Smith D.R.** The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer // Am. Mineral., 1995, v. 80, p. 549—559.
- Bhadra S., Bhattacharya A.** The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages // Am. Mineral., 2007, v. 92, p. 491—502.
- Blundy J.D., Holland T.J.B.** Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer // Contr. Miner. Petrol., 1990, v. 104, p. 208—224.
- Boynnton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. P. Henderson // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63—114.
- Dale J., Holland T.J.B., Powell R.** Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contr. Miner. Petrol., 2000, v. 140, p. 353—362.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V.** The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes, 2006, v. 29, № 3, p. 169—174.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Soderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implication for paleocontinental reconstruction // *Precamb. Res.*, 2010, v. 183, p. 660—668.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Miscellaneous*, Ontario Department of Mines, 1976, 22 p.

Hammarstrom J.M., Zen E.-A. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Am. Mineral.*, 1986, v. 71, p. 1297—1313.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Am. Mineral.*, 1987, v. 72, p. 231—239.

Holland T.J.B., Blundy J.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 433—447.

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 423—439.

Kohn M.J., Spear F.S. Two new barometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont // *Am. Mineral.*, 1990, v. 75, p. 89—96.

Kohn M.J., Spear F.S. Error propagation for barometers // *Am. Mineral.*, 1991, v. 76, p. 138—147.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // *Eur. J. Mineral.*, 1994, v. 6, p. 133—144.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 743—762.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 2000, 19 p.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian Craton; a preliminary assessment // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Netherlands, 1994, p. 411—459.

Schmalholz S.V., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high pressure rocks // *Geophys. Res. Lett.*, 2013, v. 40, p. 1984—1988.

Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 186—201.

Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 304—310.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *Intern. J. Geosci.*, 2012, v. 3, № 2, p. 289—296.

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

Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): Provenance characteristics, deposition and age // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 49, p. 7—19.

Williams L.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

Wolfram S. The mathematica book, 5th edn. Champaign IL: Wolfram Media Inc., 2003, 544 p.