

ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ В АККРЕЦИОННОМ ПОЯСЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ПРЕДИВИНСКИЙ ТЕРРЕЙН ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

© 2020 г. А. Д. Ножкин^{a, b, *}, О. М. Туркина^{a, b, **}, И. И. Лиханов^{a, ***}

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bНовосибирский национальный исследовательский государственный университет,
ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: nozhkin@igm.nsc.ru

**e-mail: turkina@igm.nsc.ru

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

Поступила в редакцию 23.05.2019 г.

После доработки 03.07.2019 г.

Принята к публикации 05.07.2019 г.

На основании геологических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований установлена геодинамическая природа островодужных магматических ассоциаций Предивинского террейна Енисейского кряжа. Показано, что Предивинский террейн состоит из двух разновозрастных блоков, различающихся по составу породных ассоциаций. Восточный блок образован типичной для островных дуг дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацитовая ассоциацией с преобладанием андезитов и дацитов и бимодальной субщелочной метабазаальт-трахириолитовой ассоциацией, обогащенной некогерентными элементами, образованной в условиях растяжения и отражающей эволюцию субдукционного магматизма, а также фрагментами офиолитов – метабазаальтами NMORB типа. Западный блок представлен примитивной по геохимическим признакам метабазаальт-плагиоориолитовой ассоциацией и умеренно дифференцированной известково-щелочной метабазаальт-андезитобазальт-риодацитовая ассоциациями, характерными для океанических островных дуг. Время формирования магматических ассоциаций Восточного блока отвечает интервалу 650–630 млн лет, а вулканических и осадочных ассоциаций Западного – 620–600 млн лет. Аккреция островодужных комплексов Предивинского террейна и их причленение к окраине Сибирского континента произошло около 610–600 млн лет назад.

Ключевые слова: островодужные магматические ассоциации, геохимия, Sm-Nd геохронология, Предивинский террейн, Енисейский кряж, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0016752520090083

ВВЕДЕНИЕ

Выделенные в западном обрамлении Сибирского кратона докембрийские террейны (Исаковский, Предивинский, Арзыбейский, Шумихинско-Кирельский) образованы неопротерозойскими тектонизированными фрагментами офиолитов и островодужных комплексов (Мионов, Ножкин, 1978; Кузьмичев, 1987, 2008; Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1994, 1999; Лиханов и др., 2018; Лиханов, Зиновьев, 2018; Лиханов, Ножкин, 2018; Ножкин, 1996; Ножкин и др., 2016, 2017; Румянцев и др., 2000; Туркина и др., 2004, 2007) и аккрецированы к Сибирскому континенту в венде (Верниковский и др., 1994; Ножкин и др., 2007; Туркина и др., 2007; Лиханов и др., 2013, 2015;

Likhanov et al., 2018; Likhanov, Santosh, 2017, 2019). Это вендское аккреционно-коллизионное событие привело к формированию протяженного Саяно-Енисейского складчатого пояса и существенному латеральному наращиванию Сибирского континента (Ножкин и др., 2007). Аккреционно-коллизионные процессы в неопротерозойской истории этого региона связаны с эволюцией Палеоазиатского океана (Добрецов, 2003), который образовался в результате распада суперконтинента Родиния. Согласно представлениям (Ярмолюк и др., 2006) с эволюцией литосферы Палеоазиатского океана связано формирование разновозрастных структур, которые в результате последующих эпох тектогенеза были причленены к окраине Сибир-

ской континентальной плиты. По вещественному составу и петрогеохимическим параметрам магматические образования данных структур соответствуют комплексам ювенильной коры, характеризующейся проявлениями мантийного и последующего преимущественно примитивного корового магматизма. Этот этап формирования и эволюции ювенильной коры представлен комплексами, слагающими узкую полосу вдоль современной западной и южной окраин Сибирского кратона и включающими разновозрастные офиолитовые и островодужные ассоциации в составе позднедокембрийских террейнов.

Вопросы связи данных террейнов с эволюцией литосферы Палеоазиатского океана и последующей их аккрецией к Сибирскому кратону во многих аспектах далеки от окончательного решения, что определяются дефицитом геохимических и изотопных данных, а также информации о возрасте для геологических комплексов разной тектонической природы. Это существенно ограничивает возможности вещественных и временных корреляций разновозрастных структур и событий с глобальными геологическими процессами в эволюции литосферы Палеоазиатского океана. В настоящей работе эти вопросы обсуждаются в связи с проблемой выделения основных рубежей в истории развития палеоокеанических структур, сочлененных с западной окраиной Сибирского кратона, на основе результатов современных геохимических, изотопных и геохронологических исследований различных по составу и геодинамической природе островодужных магматических ассоциаций, развитых в пределах Предивинского террейна Енисейского крыжа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВ ПРЕДИВИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Комплексы Предивинского террейна обнажены на правом берегу р. Енисей, протягиваясь в СЗ направлении на расстояние около 40–45 км при ширине 7–8 км. По гравимагнитным данным, полоса таких образований прослеживается на северо-запад вдоль левобережья Енисея под покровом мезо-кайнозойских отложений. На востоке террейн надвинут на породы палеопротероидского енисейского амфиболито-гнейсового комплекса Ангара-Канского блока Сибирского кратона, а на западе по тектоническому шву граничит с фанерозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты (рис. 1) (Заблоцкий и др., 1986; Ножкин, 1997; Верниковский и др., 1999, 2009; Черных, 2001). Породы енисейского метаморфического комплекса в зоне надвига представлены интенсивно деформированными и мигматизированными биотитовыми ($\pm Grt$, Sil) гнейсами и биотит-кварцевыми сланцами, прослоями биотит-

амфиболовых плагиогнейсов, доломитовых мраморов и кальцифиров и содержат будинированные тела амфиболитов (метабазитов). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

Предивинский террейн примыкает к зоне Приенисейского разлома, который интерпретируется как продолжением Байкало-Енисейского разлома (Главного Саянского разлома) (Даценко, 1984). Эти разломные зоны ограничивают Сибирский кратон с запада и юо-запада, отделяя последний от структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (Верниковский и др., 2009; Лиханов и др., 2014). Зона разломов прослеживается вдоль всего Енисейского крыжа и в Туруханно-Норильской тектонической зоне (Старосельцев и др., 2003; Егоров, 2004).

Предивинский террейн состоит из ряда тектонических пластин, разбитых разломами северо-западного и северо-восточного направлений на блоки, смещенные относительно друг друга. По набору и составу породных ассоциаций тектонические пластины объединены в два крупных разделенных разломами блока: Западный и Восточный.

Породы островодужных комплексов Западного блока метаморфизованы преимущественно в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Ножкин и др., 2016) и представлены в основном амфиболитами (метабазитами), подчиненными им гранат-слюдистыми микрогнейсами и слюдистыми кварц-полевошпатовыми сланцами (кислыми метавулканитами), выделяемыми в качестве мета-базальт-плагиориолитовой ассоциации исходных пород, а также плагиоклазовыми амфиболитами, биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами и порфироидами – породами базальт-андезитобазальт-риодацитового состава. Представительный разрез этих метавулканитов вскрыт на протяжении 3.5–4 км в правом борту долины р. Енисей, выше устья р. Б. Юдинка. Амфиболиты, микрогнейсы и порфироиды здесь переслаиваются друг с другом через 0.1–10 до 100 м по мощности и падают на СВ под углом 40°–60°. Метавулканиты базальт-андезитобазальт-риодацитового состава (плагиоклазовые амфиболиты, амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы и микрогнейсы) более характерны для верхней части вскрытого разреза (приустьевая часть р. Б. Юдинка), где они переслаиваются с пачками и отдельными горизонтами биотит-плагиоклаз-кварцевых алевросланцев, метапесчаников и кальцитовых мраморов. Метаосадочно-вулканогенные образования данного блока выделяются (Легенда..., 2002) в качестве юдинской серии (толщи) и относятся к нижнему протерозою. Наряду с метаосадочными породами метавулканиты включают стратифицированные тела апогаббровых высокоглиноземистых амфиболитов и амфиболитизированных габбро-диабазов (Ярлычихинский массив), а также жильные разгнейсованные

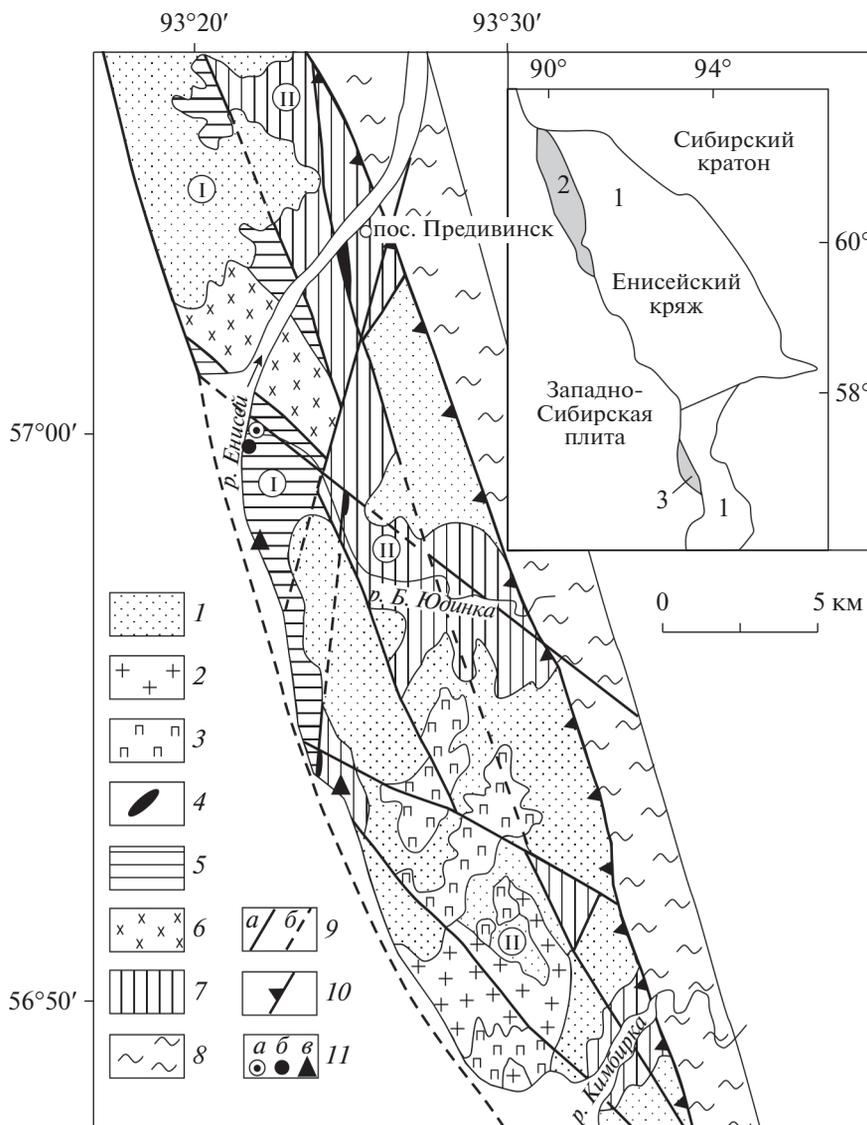


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Превинского террейна. Составлена по К.А. Заблочкому и др. (1986) и В.А. Верниковскому и др. (2009) с изменениями и дополнениями А.Д. Ножкина. 1 – отложения чехла (MZ-KZ); 2–7 – островодужные и океанические комплексы Превинского террейна (NP): 2 – гранитоиды Ягуновского массива; 3 – габброиды, пироксениты Шиверского массива; 4 – гарцбургитовые серпентиниты; 5 – метавулканыты и метаосадки Западного блока; 6 – метагабброиды Ярлычихинского массива; 7 – метавулканыты и метаосадки Восточного блока; 8 – гнейсы и амфиболиты енисейского комплекса (PR₁); 9 – разломы достоверные (а) и предполагаемые (б); 10 – Приенисейский надвиг; 11 – места отбора проб: на U-Pb-изотопное исследование цирконов из метатариолитов (а) и метапесчаников (б) и на Ar-Ar-определение возраста по роговой обманке из амфиболитов (в). Римские цифры: I – Западный и II – Восточный блоки. На врезке: 1 – окраинно-континентальная область Енисейского кряжа; 2 – Исаковский, 3 – Превинский террейны.

микродиориты и микроплагиограниты, являющиеся интрузивными аналогами эффузивов соответствующего состава.

Фрагмент разреза метаморфических (метавулканических) пород юдинской толщи с интрузивными телами габбро-амфиболитов и гнейсогранитов наблюдается в береговых обнажениях Енисея ниже устья Б. Юдинки. В этом разрезе выделяются следующие пачки пород.

Амфиболиты мелко-, среднезернистые, слабополосчатые, содержащие маломощные (1–2 м) горизонты биотит-роговообманковых, амфибол-биотитовых и биотитовых мигматизированных гнейсов и послойные тела разгнейсованных гранит-аплитов. Мощность 55–60 м.

Плагиоклазовые амфиболиты среднезернистые, полосчатые, мигматизированные. В верхах пачки прослой (1–5 м) биотит-амфиболовых гра-

натсодержащих гнейсов, а также согласные напластованию тела мелкозернистых гнейсогранитов. Мощность 300 м.

Ортоамфиболиты Ярлычихинского массива апогаббровые средне-крупнозернистые, слабополосчатые, гнейсовидные, интрузивного облика. Мощность 1800 м.

Амфиболиты мелко-среднезернистые, чередующиеся со среднезернистыми полосчатыми плагиоклазовыми амфиболитами, с прослоями мигматизированных биотит-амфиболовых, гранат-амфибол-биотитовых гнейсов и сланцев и горизонтами лейкократовых мелкозернистых кварц-полевошпатовых гнейсов и кварцитов. Породы участками рассланцованы и диафторированы с новообразованиями эпидота, светлой слюды, хлорита. Мощность 320–330 м.

Породы островодужного комплекса Восточного блока представлены метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации эффузивами дифференцированной известково-щелочной и бимодальной субщелочной серий и их туфами. По составу это амфиболиты, плагиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы, слюдистые кварц-полевошпатовые сланцы и порфиroidы, отвечающие базальт-андезит-дацитовой ассоциации исходных вулканических пород. Бимодальная метабазаальт-трахириолитовая ассоциация объединяет амфиболитизированные субщелочные базальты, трахириолиты и трахириодациты с реликтами порфирировой структуры, а также субвулканические из разности – субщелочные микрограниты. Основные и кислые метавулканиды чередуются с плагиоклазовыми и слюдистыми кварцитами и кварцитосланцами, двуслюдяными плагиоклаз-кварцевыми и амфибол-плагиоклаз-кварцевыми алевросланцами, включают пачки тонкослоистых туфогенных и вулканомиктовых зеленых сланцев (Ножкин и др., 2016), а также единичные горизонты железистых кварцитов (Заблоцкий и др., 1986). Метавулканогенно-осадочные породы Восточного блока выделяются (Легенда..., 2002) в качестве предивинской серии (толщи) и относятся к нижнему протерозою. Наиболее представительные разрезы этой толщи наблюдаются в правобережье р. Енисей: ручьи Хоревы, Быковский, Солдатский, а также в верховьях р. Б. Юдинка.

В районе п. Предивинск, в зоне шириной около 2,5–3 км, вулканоогенно-осадочные породы предивинской толщи интенсивно рассланцованы, катаклазированы и диафторированы до хлоритовой зоны зеленосланцевой фации. Амфиболиты (метабазиты) здесь преобразованы в зеленые альбит-амфибол-эпидот-хлоритовые и альбит-эпидот-актинолитовые сланцы, а порфиroidы (кислые метавулканиды) превращены в слюдистые кварц-полевошпатовые сланцы. Те и другие чере-

дуются с тонко рассланцованными кварцитами и тонкополосчатыми зеленоцветными хлорит-кварц-альбит-кальцитовыми и хлорит-эпидот-кварц-альбитовыми сланцами.

Тектонизированные и рассланцованные породы предивинской толщи Восточного блока содержат линзы и маломощные пластины динамометаморфизованных апогарцбургитовых серпентинитов в ассоциации с амфиболитами – толеитовыми базальтами типа NMORB, характерными для офиолитов (Ножкин, 1997; Черных, 2001). Пластины пород офиолитовой ассоциации выявлены в тектонизированных зонах разных разрезов Восточного блока. Например, метабазаальты такого состава отмечены в разрезах вулканоогенно-осадочных пород Восточного блока на правобережье р. Енисей у ручьев Хоревых, ручья Гремячьего и в 1,5–2 км ниже его устья, а также в среднем течении р. Б. Юдинка. В южной части Восточного блока среди островодужных вулканоогенных образований обнажаются метаморфизованные габброиды и диориты Шиверского массива, а также гранодиориты и плагиограниты Ягуновского массива (рис. 1).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Содержание главных элементов установлены химическим и рентгенофлуоресцентным методами в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на анализаторе ARL-9900-XP. Погрешности определения не превышают 5 отн. % (Likhanov, 1988). Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Точность анализа составила в среднем 2–7 отн. %. Около половины из числа изученных проб проанализированы на редкие и редкоземельные элементы инструментальным нейтронно-активационным методом и атомно-абсорбционным методами. Сходимость результатов, полученных в одних и тех же образцах разными методами, вполне удовлетворительная. Результаты аналитических определений приведены в табл. 1 и 2.

На основе анализа перагенезисов метапород, структурного положения, петрохимического и редкоэлементного составов метамагматические породы Западного блока объединены в следующие четыре ассоциации: метабазаальт-плагиориолитовую, метабазаальт-андезибазаальт-риодацитовую, метагаббровую и диорит-плагиогранитную. Метавулканические породы метабазаальт-плагиориолитовой ассоциации представлены чередующимися мелко- и тонкозернистыми массивными и сланцеватыми амфиболитами ($Amp + Pl + Ep + Mag \pm Qz \pm Bt \pm Chl$), отвечающими по химическо-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах магматических пород Западного блока (юдинская толща)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	A-103-78	A-122-82a	A-122-82	A-109-78	A-126-82	A-110-82	A-119-82	A-123-82	A-125-82	A-119-82a	A-124-82
SiO ₂	44.97	48.95	49.50	50.82	52	55.00	71.00	71.16	73.00	74.60	77.60
TiO ₂	0.95	0.91	0.90	0.71	0.48	1.29	0.16	0.28	0.26	0.16	0.19
Al ₂ O ₃	18.67	15.43	16.00	17.61	16.3	13.90	14.20	12.84	16.60	11.89	10.88
Fe ₂ O ₃	3.97	4.1	3.47	3.42	2.26	3.00	1.28	4.69*	0.98	3.01*	3.29*
FeO	7.21	7.5	8.41	6.07	7.33	7.22	1.69	—	1.78	—	—
MnO	0.17	0.27	0.34	0.16	0.34	0.20	0.03	0.11	0.09	0.05	0.05
MgO	6.82	6.3	6.30	5.54	7.9	6.30	1.20	1.23	0.40	0.75	2.10
CaO	11.85	10.87	10.00	10.01	9.8	9.40	3.00	4.52	1.10	2.13	2.21
Na ₂ O	2.71	3.45	2.40	3.09	1.64	2.00	3.40	3.08	5.00	4.05	1.72
K ₂ O	0.58	0.59	0.65	0.73	0.44	0.52	1.31	0.77	0.91	1.36	1.51
P ₂ O ₅	0.15	0.059	0.10	0.07	0.08	—	0.05	0.04	—	<0.03	0.07
П.п.п.	2.01	1.26	1.67	1.37	1.51	0.81	2.20	1.44	0.40	2.08	0.64
Сумма	100.06	99.69	99.74	99.6	100.08	99.64	99.52	100.16	100.52	100.1	100.26
Th	0.65	0.7	0.8	0.9	0.07	0.87	0.98	0.60	0.83	1.20	0.89
U	0.29	0.2	0.3	0.34	0.04	0.29	0.32	0.40	0.25	0.30	0.35
La	4.6	3.3	1.9	1.8	0.7	4.8	8.4	6.9	4.29	9.6	4.9
Ce	12.2	7.5	5.0	4.8	1.7	12.8	22.2	15	12.	24	11.7
Pr	1.9	—	—	—	0.3	2.1	—	—	1.79	—	1.7
Nd	9.9	5.0	3.7	3.3	1.4	11.0	16.0	10.0	9.18	17	7.98
Sm	2.5	1.6	1.3	1.0	0.5	3.8	5.4	3.0	2.78	5.6	2.30
Eu	0.84	0.60	0.64	0.57	0.24	1.17	1.44	0.66	0.63	1.5	0.59
Gd	3.06	2.10	1.76	1.30	0.70	5.22	7.00	3.40	3.74	7.1	3.53
Tb	0.48	0.38	0.33	0.22	0.15	1.00	1.32	0.65	0.75	1.3	0.68
Dy	3.25	—	—	—	1.02	6.86	—	—	5.37	—	4.78
Ho	0.69	—	—	—	0.21	1.54	—	—	1.21	—	1.06
Er	1.99	—	—	—	0.63	4.46	—	—	3.83	—	3.22
Tm	0.33	0.25	0.22	0.13	0.09	0.72	0.90	—	0.63	—	0.50
Yb	2.07	1.60	1.18	0.83	0.60	4.53	5.80	3.30	4.01	5.5	3.37
Lu	0.31	0.23	0.21	0.13	0.10	0.72	0.91	0.51	0.62	0.84	0.52
Rb	9	8	12	10	3	6	25	16	13	20	26
Ba	154	115	115	145	80	139	250	63	203	220	364
Sr	458	300	307	415	162	183	90	125	33	130	113
Zr	35	60	60	50	14	111	120	130	125	150	99
Hf	1.21	0.80	0.55	0.5	0.46	2.97	3.50	3.5	3.37	3.8	2.6
Ta	0.13	0.04	0.06	0.08	0.07	0.17	0.13	0.8	0.33	0.2	0.26
Nb	2.1	2.5	2.0	2.0	0.6	2.4	2.0	—	4.4	—	3.6
Y	20	33	33	8	7	46	65	—	37	—	34
Sc	40	52	53	36	45	41	10	13	11	20	11
V	350	162	162	130	214	289	н.о.	<20	5	10	18
Cr	100	61	61	62	243	175	22	33	28	10	16
Co	42	35	33	33	53	42	1	7	2	3	5
Ni	36	58	58	27	90	33	2	9	<5	3	50
(La/Yb) _n	1.5	1.4	1.1	1.5	0.7	0.7	1.0	1.4	0.7	1.2	1.0
Eu/Eu*	0.93	0.99	1.28	1.51	1.24	0.81	0.72	0.63	0.60	0.73	0.63

Таблица 1. Продолжение

Компо- нент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	A-27-12	A-24-12	A-34-12	A-160-82	140-82	155-78	A-141-78	A-35-12	A-150-78	A-150-78a	39
SiO ₂	73.09	48.05	47.86	51.38	54.09	55.28	57.00	72.89	42.96	43.50	48.31
TiO ₂	0.29	0.61	1.44	0.81	0.9	0.79	0.77	0.16	0.84	0.82	0.59
Al ₂ O ₃	13.05	11.48	17.87	17.36	17.5	17.17	16.90	14.71	14.3	14.25	21.98
Fe ₂ O ₃	3.87*	11.90*	12.41*	9.54*	8.27*	2.64	2.55	1.55*	4.44	4.50	2.5
FeO	—	—	—	—	—	4.44	4.01	—	7.23	7.20	3.9
MnO	0.08	0.20	0.19	0.15	0.13	0.14	0.07	0.03	0.15	0.14	0.16
MgO	0.77	11.57	4.79	5.55	4.6	4.83	3.90	0.41	13.09	13.00	4.4
CaO	2.64	12.37	9.71	8.56	7.4	8.06	6.40	2.16	12.32	12.40	12.03
Na ₂ O	4.41	1.94	3.62	3.33	4.54	3.53	3.73	3.34	1.78	1.80	3.75
K ₂ O	1.13	0.74	0.60	2.01	1.54	1.2	2.05	3.41	0.34	0.31	0.35
P ₂ O ₅	0.05	0.20	0.64	0.35	0.272	0.26	—	0.06	0.06	0.05	0.45
П.п.п.	0.86	0.50	0.27	1.19	0.88	1.15	2.00	0.76	2.13	2.25	1.64
Сумма	100.21	99.56	99.40	100.22	100.1	99.49	99.38	99.48	99.64	100.22	100.1
Th	0.90	1.08	0.54	0.79	2.30	3.40	3.97	6.30	0.25	0.18	0.4
U	0.22	0.22	0.21	0.32	0.30	0.60	0.54	0.89	0.1	0.07	0.2
La	3.60	12.30	25.00	21.47	19	13.5	18.75	13.10	4.4	4.11	8
Ce	9.50	29.00	56.00	46.16	39	28	42.22	29.00	11.5	11.92	18
Pr	1.43	4.10	7.70	5.97	—	—	5.77	3.00	—	1.95	—
Nd	7.0	18.0	34.0	25.24	22	15	24.9	10.9	9.0	10.54	13
Sm	2.3	4.0	7.0	4.66	5.2	4.	5.0	2.0	3.5	2.79	4
Eu	0.73	1.15	2.10	1.47	1.4	1.4	1.26	0.61	1.1	0.78	1.2
Gd	3.40	3.40	6.50	4.21	4.5	—	4.27	1.59	3.3	3.36	4.7
Tb	0.65	0.43	0.89	0.60	0.69	0.8	0.57	0.24	0.52	0.54	0.8
Dy	4.70	2.50	4.9	3.21	—	—	3.25	1.09	—	3.27	—
Ho	1.05	0.49	0.95	0.63	—	—	0.57	0.19	—	0.66	—
Er	3.20	1.4	2.60	1.83	—	—	1.60	0.51	—	1.83	—
Tm	0.51	0.22	0.38	0.27	—	—	0.21	0.07	0.29	0.27	—
Yb	3.4	1.35	2.2	1.62	1.34	1.4	1.2	0.45	1.8	1.65	1.8
Lu	0.51	0.20	0.34	0.25	0.18	0.18	0.19	0.07	0.26	0.26	0.25
Rb	26	8	12	52	33	30	42	108	3	3	32
Ba	168	136	302	618	270	390	598	547	58	104	—
Sr	120	535	845	705	700	950	754	268	189	212	870
Zr	83	42	29	69	170	—	101	90	30	24	30
Hf	2.70	1.39	0.92	1.72	2.30	2.70	2.66	2.80	0.90	0.89	0.50
Ta	0.19	0.05	0.18	0.23	0.20	0.10	0.26	0.50	0.04	0.07	0.10
Nb	2.8	1.2	3.2	3.5	—	—	3.6	5.8	3.8	1.4	—
Y	31	14	27	19	—	—	17	6	15	18	—
Sc	—	—	—	27	25	20	18	—	11	67	30
V	—	254	286	260	200	170	166	—	375	403	180
Cr	—	478	35	84	72	60	72	—	170	231	100
Co	—	43	32	28	26	25	23	—	65	68	24
Ni	—	79	17	29	35	44	37	—	137	144	30
(La/Yb) _n	0.7	6.1	7.7	8.9	9.6	6.5	10.5	19.6	1.7	1.7	3.0
Eu/Eu*	0.80	0.95	0.95	1.02	0.88	—	0.84	1.05	0.99	0.78	0.85

Таблица 1. Окончание

Компо- нент	23	24	25	26	27	28	29	30
	167-82	A-146-78	148-78	A-143-82	A-112-82	A-166-82	A-115-78	A-51-78
SiO ₂	48.58	46.71	55.00	67.00	70.41	72.63	72.86	71.71
TiO ₂	0.8	1.04	0.58	0.54	0.44	0.19	0.17	0.3
Al ₂ O ₃	17.27	18.31	19.80	17.90	14.1	14.97	14.16	14.42
Fe ₂ O ₃	10.32*	3.88	1.98	0.77	0.8	1.90*	0.53	1.01
FeO	—	7.35	4.26	2.01	1.9	—	1.09	1.47
MnO	0.18	0.17	0.13	0.03	0.05	0.04	0.04	0.07
MgO	7.64	6.04	3.70	0.90	1.3	0.44	0.35	0.5
CaO	10.44	11.26	9.40	3.10	2.6	2.47	2.31	3.19
Na ₂ O	3.27	2.81	3.26	4.25	3.8	3.62	3.53	4.65
K ₂ O	0.46	0.44	0.98	2.70	3.31	2.97	3.97	1.84
P ₂ O ₅	0.188	0.35	0.07	0.11	0.05	0.10	0.09	0.15
П.п.п.	0.88	1.51	0.46	0.76	1.24	0.66	0.49	0.52
Сумма	100.03	99.87	99.62	100.07	100.00	99.99	99.59	99.83
Th	0.60	0.36	2.90	6.14	4.50	8.11	5.30	4.80
U	≤0.3	0.05	0.60	0.50	1.50	1.05	1.10	1.40
La	10	6	22.0	41.1	31.0	19.8	11.1	22.7
Ce	20	14	42.0	80.0	52.0	38.1	20.5	36.4
Pr	—	—	—	7.62	—	4.21	—	—
Nd	10	9	15.0	25.1	18.0	15.3	8.4	11.0
Sm	2.65	2.63	2.3	3.18	3.00	2.74	1.55	2.30
Eu	0.81	1.11	0.9	0.82	0.78	0.51	0.55	0.74
Gd	2.70	3.80	—	2.45	2.00	2.42	1.40	2.00
Tb	0.41	0.45	0.30	0.30	0.29	0.30	0.21	0.33
Dy	—	—	—	1.44	—	1.42	—	—
Ho	—	—	—	0.24	—	0.27	—	—
Er	—	—	—	0.60	—	0.63	—	—
Tm	—	0.21	—	0.09	0.12	0.09	0.08	0.19
Yb	0.91	0.98	1.00	0.63	0.64	0.57	0.44	1.25
Lu	0.13	0.12	0.14	0.09	0.10	0.09	0.06	0.18
Rb	4	3	25	38	40	102	115	52
Ba	126	115	100	1476	1072	664	592	333
Sr	620	1000	500	994	590	338	300	271
Zr	76	—	—	218	—	84	92	210
Hf	1.00	0.47	8.00	4.22	3.70	2.57	2.10	5.20
Ta	0.06	0.05	0.23	0.16	н.о.	0.70	н.о.	0.40
Nb	—	—	—	3.4	—	9.0	5.6	—
Y	—	—	—	8	—	8	7	12
Sc	35–25	35	21	4	5	4	3	2
V	250	300	150	38	55	14	15	—
Cr	150	108	70	14	45	6	28	—
Co	34	29	20	6	5	3	2	—
Ni	65	25	25	<5	4	<5	3	10
(La/Yb) _n	7.4	4.1	14.8	44.2	32.7	23.3	17.0	12.2
Eu/Eu*	0.93	1.07	—	0.90	0.97	0.61	1.14	1.05

Примечания. Ассоциации: 1–12 – метабазаальт-плагиориолитовая, 13–19 – метабазаальт-андезибазаальт-риодацитовая, 20–24 – метагаббровая (Ярлычихинский массив), 25–30 – диорит-плагиогранитная. Прочерк – нет данных, н.о. – не определено. * – общее железо.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах метамагматических пород Восточного блока (предивинская толща)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	№ 19	A-69-78	A-170-78a	A-170-78	A-81-78	17	21-85	A-67-78	A-89-78	A-1	№ 1
SiO ₂	51.99	57.98	63.48	64.08	64.49	65.19	66.58	67.39	65.00	65.25	65.25
TiO ₂	0.42	1.55	0.79	0.79	0.92	0.86	0.57	0.67	0.59	0.55	0.55
Al ₂ O ₃	17.58	14.5	16.27	16.17	15.48	15.02	15.27	14.71	17.40	16.86	16.86
Fe ₂ O ₃	2.99	3.48	1.48	1.48	3.06	2.73	1.54	3.45	1.65	1.4	1.40
FeO	7.31	6.05	2.47	2.47	2.82	2.56	1.70	2.35	2.84	2.52	2.52
MnO	0.17	0.07	0.18	0.18	0.13	0.16	0.04	0.19	0.11	0.15	0.15
MgO	6.35	5.3	1.17	1.17	1.05	0.97	1.39	0.40	1.40	1.03	1.03
CaO	9.11	9.44	3.08	3.08	3.90	3.19	2.80	2.64	3.95	3.82	3.82
Na ₂ O	2.37	4.22	5.85	5.85	4.93	6.1	4.75	5.19	4.38	5.58	5.58
K ₂ O	0.51	1.1	1.74	1.74	1.74	1.88	2.27	2.32	2.03	1.44	1.44
P ₂ O ₅	0.15	0.35	0.21	0.21	0.31	0.25	0.16	0.15	0.15	0.19	0.19
П.п.п.	1.07	1.34	2.51	2.51	0.72	1.36	2.88	0.61	0.50	1.21	1.21
Сумма	100.02	105.38	99.23	99.73	99.55	100.27	99.95	100.07	100	100	100
Th	2.7	2.8	5.3	4.3	4.0	4.1	3.6	7.1	3.5	3.6	1.89
U	0.67	0.93	1.23	1.3	1.18	0.9	0.8	1.73	1.7	1.2	0.61
La	14.6	13.3	22	20.8	28	30	28	34	15.7	10.2	11.7
Ce	36	32	50	48	66	67	65	79	34.9	23.5	24
Pr	5.2	4.4	6.5	—	9.2	—	—	10.6	—	—	3.5
Nd	24	19.5	29	26	42	41	35	47	18	15.6	15.5
Sm	5.9	4.9	6.1	6.7	9.7	11.3	8	11.0	4.3	4.3	3.9
Eu	1.80	1.44	1.90	2.14	3.0	3.5	2.2	4.9	1.43	1.35	1.28
Gd	6.8	5.5	6.6	6.48	10.0	12	9.3	11.7	4.5	5.18	4.3
Tb	1.24	0.96	1.17	1.11	1.94	2.1	1.7	2.1	0.73	0.85	0.77
Dy	7.5	5.6	7.1	—	11.4	—	—	13.7	—	—	4.7
Ho	1.53	1.20	1.44	—	2.4	—	—	2.7	—	—	0.95
Er	4.5	3.6	4.5	—	6.9	—	—	7.7	—	—	2.8
Tm	0.71	0.54	0.69	0.67	1.10	—	—	1.20	0.41	0.44	0.40
Yb	4.4	3.7	4.3	4.14	6.8	6.7	6.5	7.7	2.64	2.75	2.7
Lu	0.65	0.54	0.68	0.6	1.05	0.98	1	1.19	0.38	0.4	0.40
Rb	19.6	16.7	44	40	23	13	50	31	47	24	33
Ba	257	131	530	500	481	—	500	2189	470	400	522
Sr	213	225	232	230	354	200	90	127	395	330	347
Zr	211	141	222	230	338	330	—	654	200	222	207
Hf	5.1	3.5	5.3	5.3	8.2	8	4.5	14.0	4.1	3.8	4.7
Ta	0.58	0.59	0.63	0.53	0.92	0.9	0.7	0.96	0.54	0.45	0.46
Nb	7.8	7.9	9.6	5	14.2	—	—	17.7	11	—	6.8
Y	44	36	43	40	70	—	—	76	30	—	29
Sc	30	33	10.9	12	13.5	14	7	32	9.5	7.7	6.8
V	272	255	29	н.о.	17.7	20	~10	7.5	38	40	35
Cr	104	186	8.4	30	5.3	60	32	9.6	25	40	104
Co	27	35	3.8	н.о.	5.3	8.5	0.8	2.3	9	7	5.8
Ni	25	63	<5	н.о.	<5	5	1.5	<5	2	5	<5
(La/Yb) _n	2.3	2.4	3.5	3.4	2.8	3.0	2.9	3.0	4.0	2.5	2.9
Eu/Eu*	0.86	0.85	0.91	0.99	0.94	0.92	0.78	1.33	0.99	0.87	0.96

Таблица 2. Продолжение

Компо- нент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	A-73-78	№ 48	A-132-78	A-134-78	A-86-78	A-86-78a	№ 13	№ 15	49	№ 44	A-212-78
SiO ₂	67.12	46.05	47.24	47.22	48	49	50	70.21	71.79	71.79	71.85
TiO ₂	0.4	3.42	3.66	4.21	3.48	3.48	3.31	0.54	0.32	0.34	0.22
Al ₂ O ₃	15.49	12.84	12.38	12.12	12.6	12.6	13.03	13.82	13.7	13.89	14.53
Fe ₂ O ₃	1.71	4.63	5.5	5.21	8.76	7.51	4.23	2.50	2.52	1.13	1.12
FeO	2.25	10.58	10.07	10.38	7.65	7.65	9.11	1.99	1.63	2.48	1.29
MnO	0.08	0.19	0.29	0.27	0.33	0.33	0.22	0.16	0.16	0.17	0.08
MgO	1.7	4.98	5.09	5.66	4.85	4.85	3.75	0.32	0.08	0.19	0.30
CaO	3.47	9.52	9.09	8.45	7.7	7.7	7.52	1.22	0.85	0.95	0.89
Na ₂ O	4.64	3.89	3.35	3.34	3.25	3.25	4.8	5.67	5.29	5.18	5.40
K ₂ O	1.92	0.75	0.78	0.68	0.7	0.7	0.69	2.94	2.65	2.73	2.88
P ₂ O ₅	0.21	0.51	0.68	0.6	0.6	—	1.2	0.10	0.03	0.03	0.03
П.п.п.	1.01	2.66	1.68	1.62	1.9	1.9	2.16	0.52	0.97	1.11	0.76
Сумма	100	100.02	99.81	99.76	99.82	98.97	100.02	99.99	99.99	99.99	99.35
Th	4.4	1.05	1.6	1.4	1.8	1.21	2.4	5.3	5.1	6.3	7.6
U	1.2	0.32	0.45	0.6	0.35	0.39	0.76	1.44	1.4	1.6	2.2
La	13.9	14.5	12.2	12.5	10.5	14.2	23	29	27	30	34.1
Ce	30.2	38	32	33	28	37	61	68	61	69	74
Pr	—	5.7	—	—	—	5.7	9.5	9.4	—	9.2	—
Nd	16	29	24	27	21	30	48	41	37	40	43
Sm	3.8	7.7	7.7	9.5	7.8	8.1	12.4	9.6	10.7	9.0	10.1
Eu	1.19	2.6	2.81	3.2	3.14	2.9	4.0	2.6	2.3	1.95	1.09
Gd	3.5	9.2	8.2	9	9.3	9.3	15.2	10.8	13	9.6	11
Tb	0.56	1.68	1.42	1.5	1.42	1.63	2.7	2.0	2.2	1.77	1.93
Dy	—	10.2	—	—	—	10.0	16.5	12.4	—	11.2	—
Ho	—	2.1	—	—	—	1.90	3.3	2.6	—	2.3	—
Er	—	5.7	—	—	—	5.5	9.4	7.7	—	7.4	—
Tm	0.35	0.87	0.74	0.87	0.85	0.83	1.38	1.20	—	1.20	1.23
Yb	2.19	5.3	4.27	5	4.5	5.1	8.3	7.6	8.6	8.0	7.95
Lu	0.33	0.82	0.66	0.67	0.6	0.78	1.25	1.15	1.31	1.17	1.2
Rb	52	10.5	14	12	11(6)	10.0	12.7	39	42	55	36
Ba	470	127	93	160	217	202	180	580	—	519	610
Sr	320	309	222	230	360	464	278	110	140	79	40
Zr	220	243	215	220	200	207	394	478	500	515	540
Hf	4	5.5	4.4	5	4.5	5.0	8.6	11.2	12.4	12.0	12.2
Ta	0.57	0.56	0.43	0.45	0.46	0.59	0.89	1.05	1.2	1.19	1.3
Nb	11	8.9	10	15	6	8.5	13.6	16.0	—	17.9	13
Y	26	59	60	60	40	55	97	77	—	69	95
Sc	6.4	43	46.7	45	43	39	29	10.5	7.7	10.0	6
V	41	474	270	200	300	434	176	7.5	<20	1.65	н.о.
Cr	37	112	50	50	45	24	22	113	80	114	43
Co	5	36	30	35	35	36	22	2.6	3	1.02	1
Ni	1	26	13	16	17	17.4	<5	<5	5	<5	н.о.
(La/Yb) _n	4.3	1.8	1.9	1.7	1.6	1.9	1.9	2.5	2.1	2.5	2.9
Eu/Eu*	1.0	0.93	1.08	1.06	1.13	1.02	0.89	0.77	0.60	0.64	0.32

Таблица 2. Окончание

Компо- нент	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	№ 6	A-123-78	A-193-78	№ 56a	10	A-129-78	A-153-78	A-176-78	A-167-78a	A-167-78	A-207-78
SiO ₂	72.05	74.22	74.90	74.94	74.68	46.72	46.90	48.00	48.30	48.40	37.65
TiO ₂	0.32	0.23	0.23	0.25	0.2	1.35	1.16	2.20	1.40	1.42	0.01
Al ₂ O ₃	13.97	13.35	12.99	12.47	12.61	14.09	16.02	13.03	14.00	13.93	0.77
Fe ₂ O ₃	1.51	1.25	1.60	0.78	1.36	5.27	2.48	4.25	4.60	4.57	4.11
FeO	1.42	1.5	1.00	1.92	1.21	8.27	7.09	10.02	8.40	8.37	3.25
MnO	0.15	0.08	0.07	0.16	0.15	0.19	0.17	0.26	0.21	0.20	0.12
MgO	0.24	0.24	0.30	0.30	0.01	7.97	10.67	5.72	7.80	7.65	38.13
CaO	1.06	0.45	0.61	0.66	0.39	11.48	10.70	9.18	10.60	10.69	0.75
Na ₂ O	4.77	4.41	5.40	3.65	4.52	2.44	2.12	3.52	2.45	2.44	0.22
K ₂ O	3.87	3.82	1.58	4.31	4.36	0.68	0.14	0.58	0.33	0.34	0.10
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.03	0.02	0.02	0.11	0.08	0.23	0.13	0.13	0.01
П.п.п.	0.61	0.31	0.71	0.56	0.46	1.43	1.88	2.48	—	1.57	14.89
Сумма	100.01	99.92	99.42	100.02	99.97	100.00	99.41	99.47	98.22	99.71	100.01
Th	8.2	9.5	7.3	7.4	9.2	0.7	0.3	0.71	0.22	0.6	0.036
U	1.70	2.5	2.1	2.0	1.7	0.23	0.06	0.25	0.072	0.2	<0.03
La	21	38.8	39	36	37	3	1.5	7.1	2.8	2	0.22
Ce	48	76	89	82	82	9	4.8	19.3	8.3	6.5	0.54
Pr	6.6	—	11.8	10.6	—	—	—	3.2	1.54	—	0.077
Nd	27	35	52	46	52	8	6	16.5	8.6	7.2	0.40
Sm	7.0	8.4	11.6	10.2	14.8	2.95	2.4	5.0	3.0	2.8	0.087
Eu	1.80	1.1	1.72	1.38	1.75	1.12	1	1.80	1.08	1.14	0.014
Gd	8.7	11	12.3	10.5	17	4.1	3.2	6.7	4.4	4.4	0.087
Tb	1.80	2	2.3	2.1	2.9	0.78	0.6	1.27	0.87	0.85	0.015
Dy	11.8	—	14.9	13.5	—	—	—	8.0	5.9	—	0.086
Ho	2.6	—	3.3	2.9	—	—	—	1.72	1.23	—	0.020
Er	8.0	—	10.0	8.7	—	—	—	4.8	3.6	—	0.082
Tm	1.28	1.69	1.63	1.47	—	0.51	0.37	0.79	0.54	0.54	0.013
Yb	8.6	12.2	10.2	9.7	10.9	3.33	2.41	4.6	3.6	3.5	0.092
Lu	1.19	1.9	1.56	1.45	1.63	0.52	0.38	0.72	0.54	0.57	0.013
Rb	60	85	16.7	52	72	1.7	4.5	5.2	2.9	4.5	0.52
Ba	1040	570	459	480	—	33	50	73	55	42	10.8
Sr	82	45	66	112	10	85	135	208	164	160	15.0
Zr	507	600	626	628	400	67	65	152	90	83	2.7
Hf	12.4	15.5	14.9	14.8	12.7	1.2	1.17	3.9	2.5	1.3	0.069
Ta	1.46	1.8	1.53	1.55	1.8	0.06	н.о.	0.29	0.13	0.08	<0.05
Nb	20	35	22	21	—	н.о.	3.5	4.3	1.24	4	0.19
Y	79	100	96	87	—	26	25	48	35	30	0.96
Sc	6.2	3.8	5.8	5.1	2.8	58	45	48	50	57	6.7
V	7.1	н.о.	9.1	14.2	<20	300	75	437	361	250	30
Cr	63	64	2.7	75	94	142	420	61	171	155	2711
Co	2.5	0.6	5.9	1.74	3	46	48	49	50	45	97
Ni	<5	н.о.	<5	<5	5	56	185	31	66	54	2108
(La/Yb) _n	1.6	2.1	2.6	2.5	2.3	0.6	0.4	1.0	0.5	0.4	1.6
Eu/Eu*	0.71	0.35	0.44	0.41	0.34	0.98	1.10	0.95	0.91	0.99	0.48

Примечания. Ассоциации: 1–8 – метабазальт-андезит-дацитовая, 9–12 – тоналитовая, 13–27 – бимодальная метабазальт-трахириолитовая, 28–33 – офиолитовая. Прочерк – нет данных, н. о. – не определено.

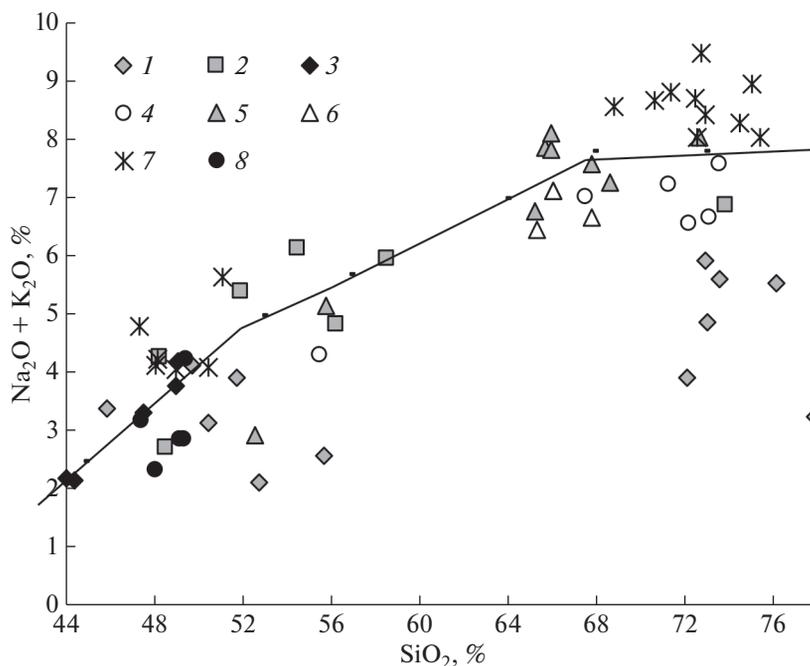


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для магматических пород Предивинского террейна. Магматические ассоциации Западного (1–4) и Восточного (5–8) блоков: 1 – метабазальт-плагиориолитовая, 2 – метабазальт-андезибазальт-риодацитовая, 3 – метагабброидная, 4 – плагиогранитная; 5 – метабазальт-андезит-дацитовая, 6 – тоналитовая, 7 – метабазальт-трахириолитовая, 8 – офиолитовая.

му составу низкотитанистым ($\text{TiO}_2 = 0.5\text{--}1.0$ мас. %) и повышеноглиноземистым ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.4\text{--}18.7$ мас. %) толеитовым базальтам, реже андезибазальтам (рис. 2, 3). Тонкозернистые гранатсодержащие микрогнейсы ($\text{Grt} + \text{Qz} + \text{Pl} \pm \text{Bt} \pm \text{Ep}$) и слюдястые кварц-полевошпатовые сланцы ($\text{Qz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Ms} \pm \text{Czo} \pm \text{Ep}$) низкщелочного ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.2\text{--}5.9$ мас. %), калиево-натриевого ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.2\text{--}0.3$) плагиориолитового ($\text{SiO}_2 = 71\text{--}75$ мас. % и $\text{CaO} = 2.1\text{--}4.5$ мас. %) состава (рис. 2), по соотношению $\text{FeO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ ($0.6\text{--}0.8$) отвечающие магнезиальному типу (рис. 3). Магнезиальный характер риодацитов указывает на отсутствие их генетической связи с пространственно ассоциирующими метабазальтами. Все породы первой ассоциации обеднены крупноионными (Rb, Cs, Ba, Th, U) и высокозарядными элементами (табл. 1, рис. 4а, 5а) и отличаются пониженными Th/U ($1.5\text{--}3.5$) и Rb/Sr ($0.02\text{--}0.3$). Метабазальты и метаплагиориолиты характеризуются низкими (менее 20–30 хондритовых значений) содержаниями РЗЭ, практически нефракционированными спектрами ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.7\text{--}1.5$) и отчетливыми Eu максимумами в ряде проб метабазитов и минимумами по Eu – для кислых метавулканитов (рис. 4а, 4б). Мультиэлементные спектры базальтов в большинстве случаев имеют максимум по Sr и характеризуются отсутствием или слабой отрицательной аномалией Nb (рис. 5а).

Низкие концентрации и “плоские” спектры РЗЭ наряду с весьма низким содержанием Th и U, на уровне таковых для базальтов – характерные геохимические черты для входящих в состав данной ассоциации плагиориолитов юных океанических островных дуг (Магматические..., 1987). На мультиэлементных спектрах кислых вулканитов отчетливо проявлены минимумы по Nb и Ti (рис. 5б).

Породы метабазальт-андезибазальт-риодацитовой ассоциации в низах исследованного разреза, 2.5–3 км выше устья р. Б. Юдинка, чередуются с метавулканитами базальт-плагиориолитовой ассоциации, а выше – переслаиваются с метатерригенными породами и мраморами. Химический состав амфиболитов и поагиоклазовых амфиболитов ($\text{Pl} + \text{Amp} + \text{Spn} + \text{Ap} \pm \text{Ep}$) второй ассоциации соответствует базальтам, в том числе высокомагнезиальным их разновидностям ($\text{MgO} = 11.6\%$) и лейкобазальтам, биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов ($\text{Bt} + \text{Amp} + \text{Pl} + \text{Ap} \pm \text{Qz} \pm \text{Ep}$) – андезибазальтам и андезитам, биотит-кварц-полевошпатовых сланцев ($\text{Qz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Spn} \pm \text{Ap}$) и двуполевошпатовых микрогнейсов ($\text{Qz} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Bt} \pm \text{Spn} \pm \text{Ap} + \text{Ep}$) – риодацитам. Наиболее распространены базальты и андезибазальты, в меньших количествах представлены андезиты и риодациты. Реликтовых структур и первичных минералов в метавулканических породах не сохранилось, поэтому за основу первичного состава взяты их петрогеохимические характеристики. Ме-

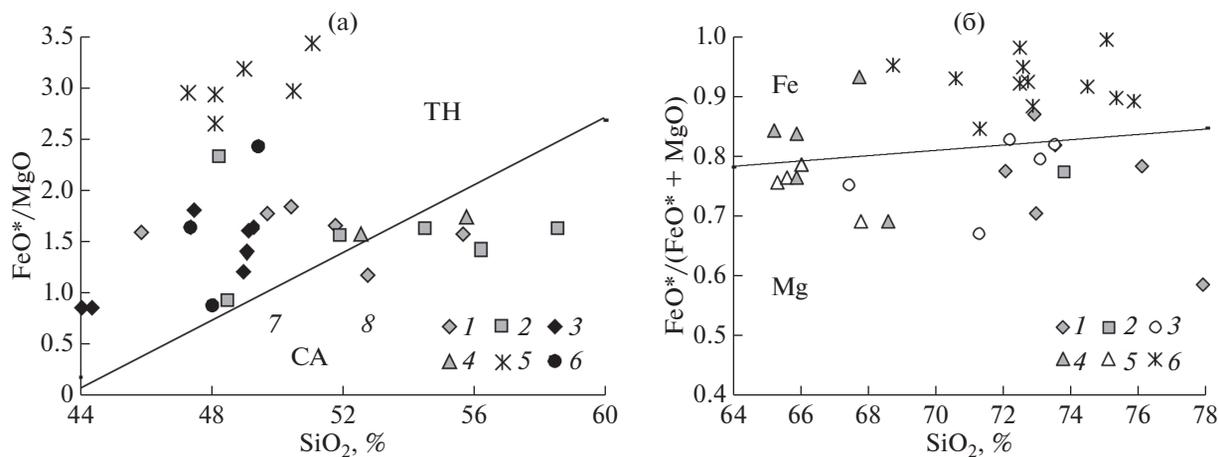


Рис. 3. Диаграммы SiO_2 – FeO^*/MgO (а) для метабазитов и SiO_2 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (б) для кислых метавулканитов и гранитоидов Предивинского террейна. (а) Ассоциации Западного блока (1–3): 1 – метабазальт-плагиоориолитовая, 2 – метабазальт-андезибазальт-риодацитовая, 3 – метагабброидная; Восточного блока (4–6): 4 – метабазальт-андезит-дацитовая, 5 – метабазальт-трахириолитовая, 6 – офиолитовая. Области состава толеитовой (ТН) и известково-щелочной (СА) серий по (Miyashiro, 1974). (б) Ассоциации Западного (1–3) и Восточного (4–6) блоков: 1 – метабазальт-плагиоориолитовая, 2 – метабазальт-андезибазальт-риодацитовая, 3 – плагиогранитная; 4 – метабазальт-андезит-дацитовая, 5 – тоналитовая, 6 – метабазальт-трахириолитовая. Поля железистых (Fe) и магнезиальных (Mg) гранитоидов по (Frost et al., 2001). FeO^* – общее железо.

тавулканыты базальт-андезибазальт-риодацитовой ассоциации высокоглиноземистые, калиево-натриевые ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.2\text{--}0.6$) с повышенными щелочностью и содержанием P_2O_5 (до 0.3–0.6%), Ва и Sr (табл. 1). Их петрохимический состав соответствует породам известково-щелочной серии (рис. 2–3). В сравнении с метавулканитами первой метабазальт-плагиоориолитовой ассоциации они заметно обогащены U, Th, Rb, Ba, Sr, Zr, Hf и РЗЭ (табл. 1). Спектры РЗЭ умеренно дифференцированы с $((\text{La}/\text{Yb})_n = 7\text{--}11)$ без европейских аномалий (рис. 4в). На мультиэлементных спектрах проявлены отчетливые минимумы по Nb и Ti и максимумы по Sr и Ba – весьма характерные для островодужных известково-щелочных вулкаников (рис. 5в).

Среди ортоамфиболитов Ярлычихинского массива выделяются высокомагнезиальные ($\text{MgO} = 13\%$) и высокоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 17\text{--}23\%$) разновидности (табл. 1, рис. 2–3). Те и другие с пониженным содержанием Fe_2O_3^* и повышенным CaO. Как и для метабазальтов юдинской толщи для них характерны низкое содержание K, Rb, Th, U, Ba, Zr, Hf, Ta, РЗЭ, в высокоглиноземистых разновидностях – повышенные концентрации Sr. Спектры РЗЭ слабо дифференцированные $((\text{La}/\text{Yb})_n = 1.7\text{--}4.4)$ с незначительной отрицательной (0.8–0.9) Eu аномалией или без нее (рис. 4г). Мультиэлементные спектры характеризуются Nb и Ti минимумами и Sr и Ba максимумами (рис. 5г).

Жильные породы кислого состава представлены мелко-тонкозернистыми разгнейсованными диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами

(рис. 2). Наблюдается рост содержания Rb, Cs, Th и U с увеличением SiO_2 и K_2O . По уровню концентраций U, Th, Ba, Sr, легких РЗЭ они сопоставимы с близкими по кремнекислотности метавулканитами метабазальт-андезибазальт-риодацитовой ассоциации, но в отличие от последних сильнее обеднены Y, Sc, тяжелыми РЗЭ $((\text{La}/\text{Yb})_n = 15\text{--}44)$ (рис. 4д), а также элементами группы железа (Cr, Ni, Co). Сходные спектры РЗЭ в разных по составу жильных гранитоидах (рис. 5д) наряду с близостью характера распределения в них и метавулканитах целого ряда элементов-примесей, в частности, наличие на мультиэлементных спектрах для тех и других максимумов на Sr и минимумов на Nb и Ti (рис. 5д) может свидетельствовать об их парагенетическом единстве – принадлежности гранитоидов к субвулканическим аналогам андезитов и риодацитов. К жильным породам плагиогранит-гранитного состава по геохимическим признакам (уровень содержания Rb, Cs, Th, U, РЗЭ, характер редкоземельных и мультиэлементных спектров) близки плагиограниты Ягуновского массива (проба А-51-78, табл. 1) (рис. 4д, 5д).

Среди магматических ассоциаций Восточного блока выделяются следующие: метабазальт-андезит-дацитовая, тоналитовая, бимодальная субщелочная метабазальт-трахириолитовая и офиолитовая.

Породы метабазальт-андезит-дацитовой ассоциации представлены плагиоклазовыми амфиболитами ($Pl + Amp + Czo + Chl \pm Qz \pm Cal + Mag$), биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами ($Pl + Amp + Bt + Ap \pm Ms \pm Qz$), гранат-биотит-двуполевошпатовыми порфиридами и кварц-полево-

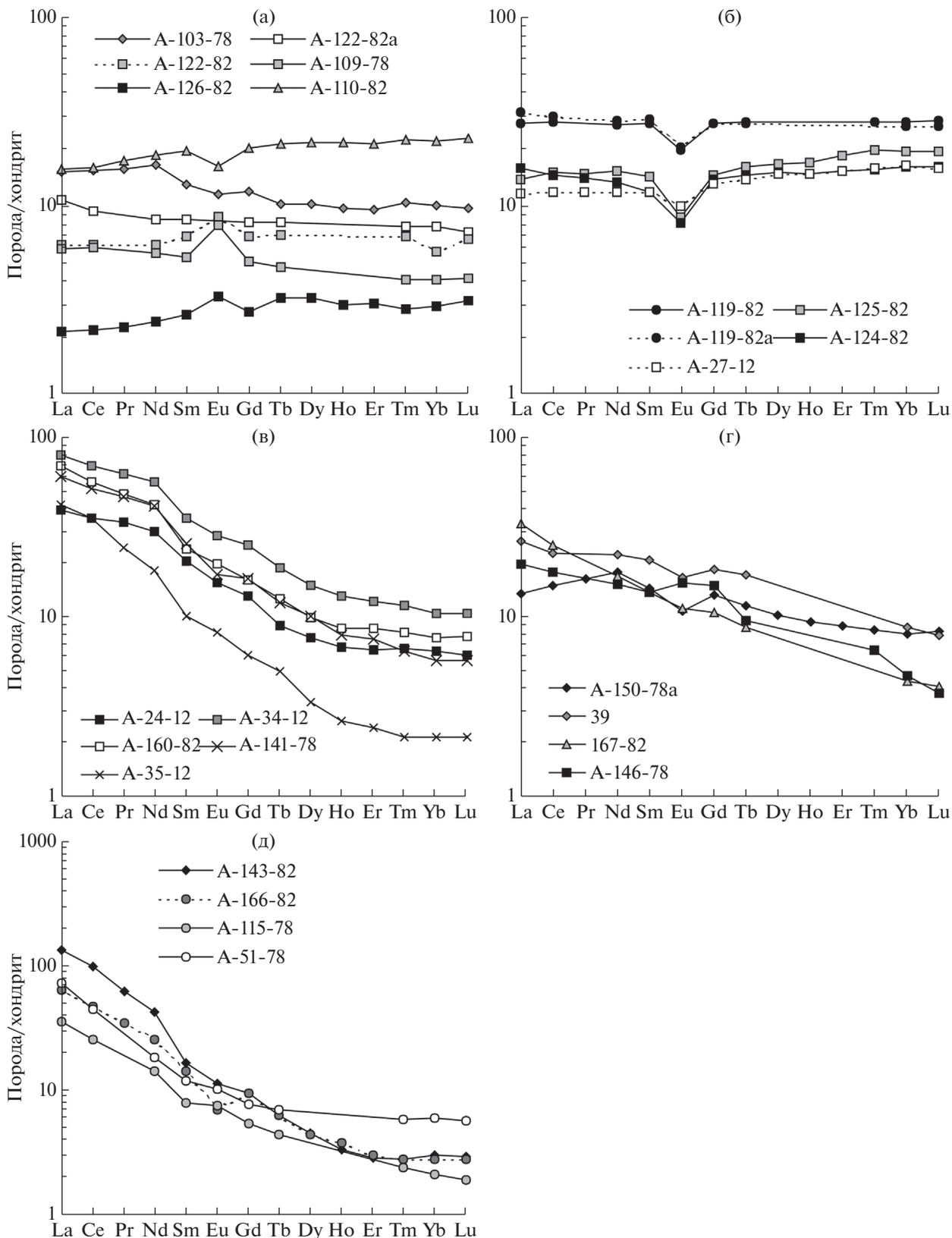


Рис. 4. Редкоземельные спектры для пород Западного блока Предевинского террейна. Ассоциации: (а–б) – метабаза-альт-плагиоориолитовая, (в) – метабаза-альт-андезибаза-альт-риодацитовая, (г) – метагабброидная, (д) – плагиогранитная. Номера проб соответствуют табл. 1.

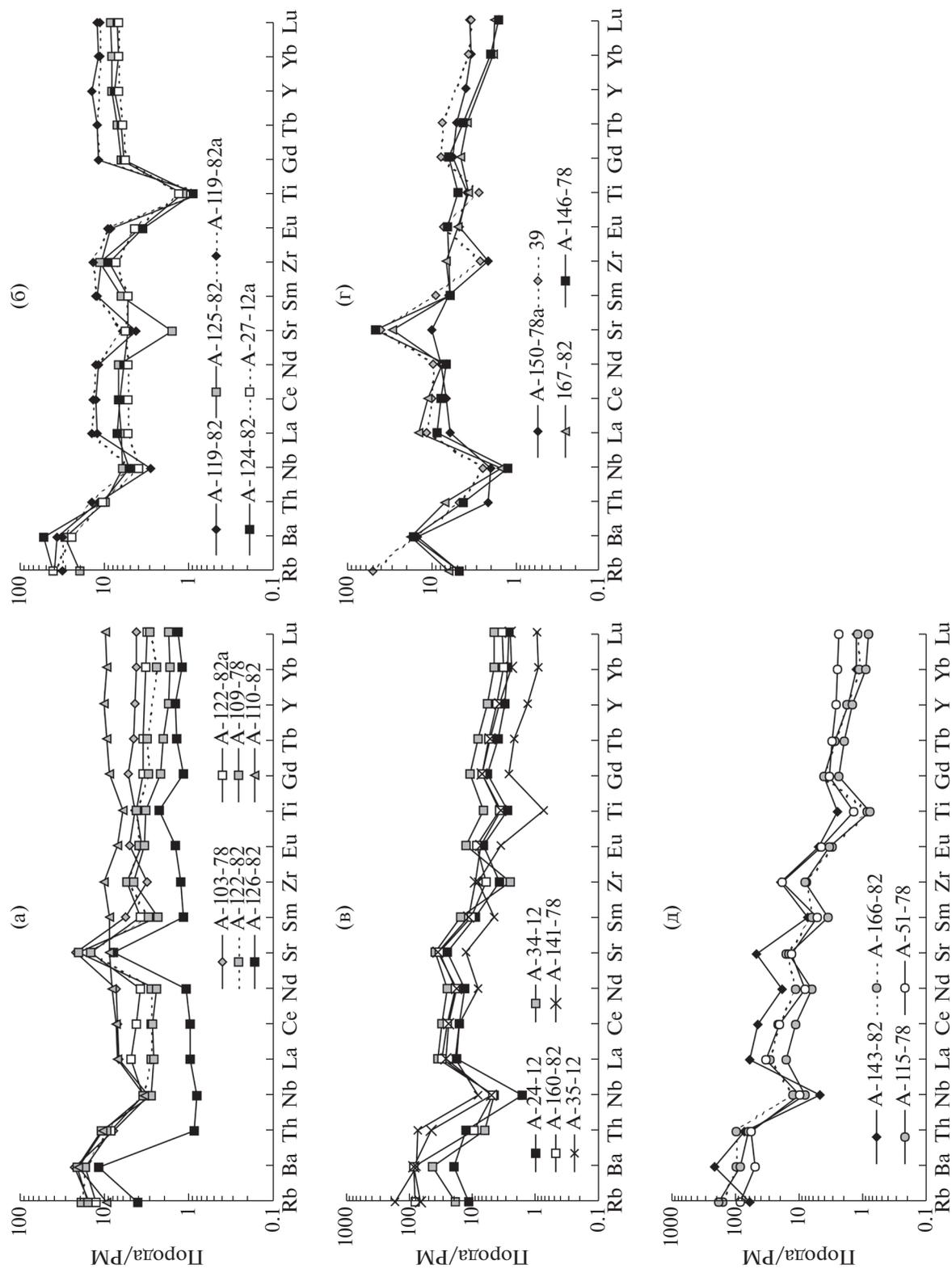


Рис. 5. Мультиэлементные спектры для пород Западного блока Превидинского террейна. Обозначения ассоциаций (а–д) приведены на рис. 4.

шпатовыми сланцами ($Qz + Pl + Kfs + Bt + Grt \pm Ms \pm Ep \pm Ap \pm Mag$). В сравнении с вулканическими породами Западного блока метабазальт-андезит-дацитовая ассоциация более дифференцирована с преобладанием дацитов, которые обогащены щелочами (табл. 2, рис. 2). Известково-щелочные кислые вулканы этой ассоциации варьируют от железистых до преобладающих магнезиальных (рис. 3), они умеренно глиноземистые и характеризуются снижением содержания Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 и увеличением K_2O с ростом концентраций кремнезема. От близких по петрохимическому составу известково-щелочных вулканитов Западного блока они отличаются повышенным содержанием щелочей, U, PЗЭ, особенно тяжелых лантаноидов и Y, а также высокозарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta) (табл. 1–2, рис. 6а, 7а). Спектры PЗЭ слабо дифференцированы ($(La/Yb)_n = 2–3.5$) с небольшой отрицательной (0.6–0.9) Eu аномалией или без нее (рис. 6а). Мультиэлементные спектры имеют отчетливые минимумы по Nb, Sr и Ti (рис. 7а).

Интрузивными комагматами дацитов вышеописанной ассоциации возможно являются тоналиты. Небольшое 50-метровой мощности их тело вскрыто на правом берегу Енисея в 1.2 км выше руч. Быковского. Породы мелкозернистые, рассланцованные с blastoporfировой катакластической структурой; состоят из порфиробласт альбит-олигоклаза и основной массы ($Pl + Qz + Bt + Ep + Spn \pm Kfs$). Петрохимический состав их аналогичен дацитам метабазальт-андезит-дацитовой ассоциации. Не отличаются тоналиты и по содержанию крупноионных (Th, U, Rb, Cs, Ba) и высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta) элементов. Однако в тоналитах заметно ниже концентрации PЗЭ, Y и Sc, но выше Sr, хотя спектр PЗЭ ($(La/Yb)_n = 3–3.5$; $Eu/Eu^* \sim 1$) тоналитов аналогичен таковому дацитов (рис. 6б). На мультиэлементных спектрах тоналитов и дацитов наблюдаются минимумы на Nb и Ti и максимумы на Zr (рис. 7б).

Бимодальная субщелочная метабазальт-трахириолитовая ассоциация представлена чередующимися пластами амфиболитов ($Pl + Amp + Mag + Ap \pm Ep \pm Qz \pm Spn \pm Cal$) и кварц-полевошпатовых гнейсовидных пород с blastoporfировой структурой и тонкозернистой основной массой ($Qz + Pl + Kfs \pm Mag \pm Grt \pm Bt \pm Ms$). Мощность пропластков колеблется от первых сантиметров до 1 м. Данная парагенетическая ассоциация отмечена в ряде разрезов Восточного блока среди островодужных известково-щелочных метавулканитов и метатерригенных сланцев и кварцитов. Метабазальты (амфиболиты) отличаются высоким содержанием TiO_2 (3.5–4.2%), $Fe_2O_3^*$ (16–18%), P_2O_5 (0.5–0.7 до 1.2%) и повышенным щелочей ($Na_2O + K_2O = 3.3–5.5\%$), что позволяет их

считать трахибазальтами (рис. 2–3). Концентрации элементов-примесей крупноионных (Rb, Cs, Ba, Th, U), Sr и высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta, PЗЭ, Y) элементов в трахибазальтах в сравнении с базальтами NMORB заметно повышены (табл. 2, рис. 7в). Вместе с тем эти породы сходны по содержанию ряда редких элементов (Sr, Zr, Hf, легкие PЗЭ) с базальтами известково-щелочной ассоциации, хотя отличаются от них более высоким содержанием тяжелых PЗЭ, Y, Sc (табл. 1–2). Среди кислых вулканитов островодужного комплекса трахириолиты и трахириодациты данной ассоциации наиболее обогащены щелочами, а также крупноионными (Rb, Cs, Ba, Th, U) и высокозарядными (Zr, Hf, Nb, Ta, PЗЭ, Y) элементами (рис. 7г). Спектры PЗЭ слабо фракционированные с обогащением как легкими, так и тяжелыми лантаноидами ($(La/Yb)_n = 2–3$) и имеют отчетливый европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.3–0.6$) (рис. 6г). По ряду петрогеохимических признаков данная ассоциация вполне сопоставима с внутриплитными рифтогенными вулканитами.

Фрагменты пород офиолитовой ассоциации обнажаются вдоль тектонических нарушений в Восточном блоке, располагаясь среди вулканогенно-осадочных пород палеоостроводужного комплекса. Один из таких фрагментов вскрыт по берегам Енисея в районе пос. Предивинск, где наблюдается линзообразное тело апогарцбургитовых серпентинитов, с пластинами меланжа, маломощный силл рассланцованных амфиболитизированных габброидов и пласт тонкополосчатых (мигматизированных) амфиболитов, отвечающих по составу толеитовым базальтам типа NMORB. Химический состав метаморфизованных перидотитов ($Srp + Tlc + Mag$) отвечает гарцбургитам. Для них характерны: низкое содержание Al_2O_3 и CaO , высокое – MgO , $Fe_2O_3^*$, Cr (2700 г/т) и Ni (2100 г/т), ничтожные величины примеси других редких элементов (табл. 2). Например, содержание Th, U менее 0.3 и 0.06 г/т, соответственно, а PЗЭ на уровне 0.2–0.8 хондритовых уровней. Апогарцбургитовые серпентиниты имеют V-образный спектр PЗЭ с минимумом на средних лантаноидах ($(La/Yb)_n = 1.6$) (рис. 6д). Все эти данные свидетельствуют о реститовой природе гарцбургитов, возможно с последующим метасоматическим их обогащением легкими PЗЭ. Амфиболиты ($Pl + Amp + Ep + Mag + Spn \pm Qz$), соответствующие по составу толеитовым базальтам, по содержанию петрогенных и ряда редких элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, PЗЭ, Y), характеру спектров PЗЭ ($(La/Yb)_n = 0.4–1$, $Eu/Eu^* = 1$) с деплетированностью легкими лантаноидами, подобны нормальному типу NMORB (рис. 6д). В метабазальтах концентрации PЗЭ и высокозарядных элементов сопоставимы с NMORB, тогда как содержание K, Rb, Th, Ba отчетливо повышено (рис. 7д). Это может быть свя-

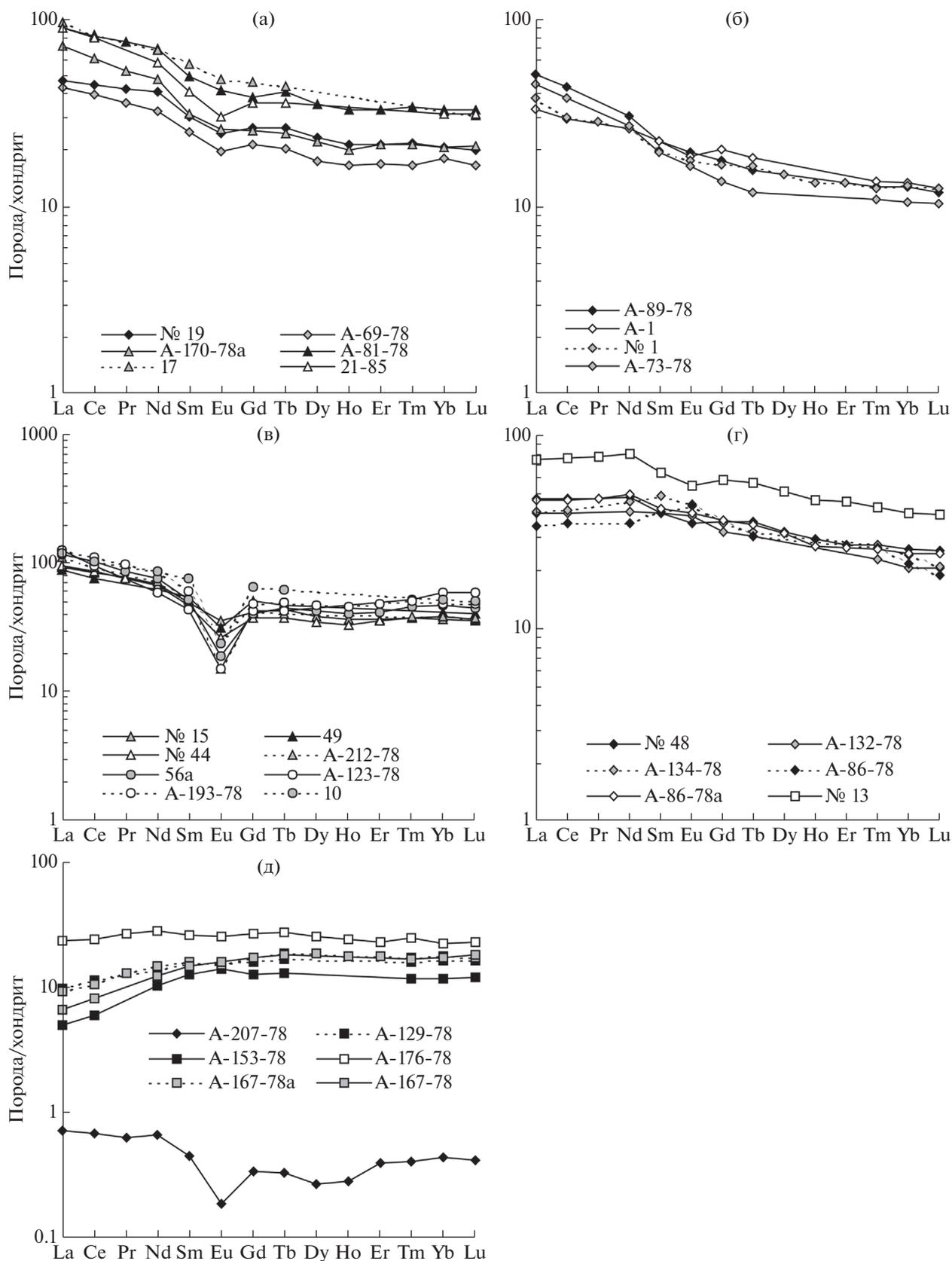


Рис. 6. Редкоземельные спектры для пород Восточного блока Предвинского террейна. Ассоциации: (а) – метабазальт-андезит-дацитовая, (б) – тоналитовая, (в–г) – метабазальт-трахириолитовая ((в) – метабазальты, (г) – трахириолиты), (д) – офиолитовая. Номера проб соответствуют табл. 2.

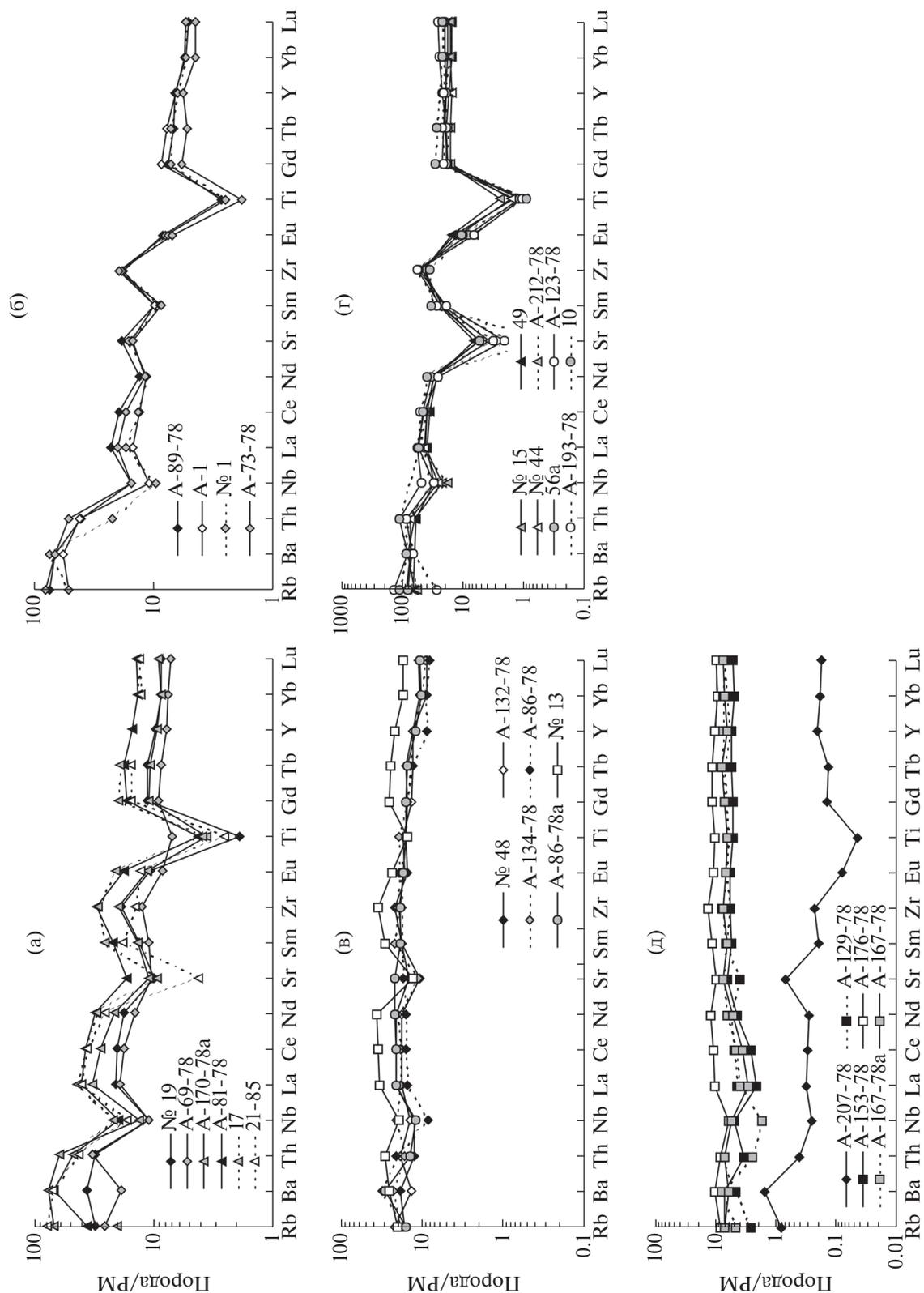


Рис. 7. Мультиэлементные спектры для пород Восточного блока Предивинского террейна. Обозначения ассоциаций (а–д) приведены на рис. 6.

зано с влиянием субдукционных процессов на состав метабазальтов или с привнесом (K, Rb, Th, U) при диафорезе и наложенном метаморфизме зеленосланцевой фации, как это ранее было показано при исследовании рифейских вулканитов северной части Енисейского кряжа (Миронов, Ножкин, 1978).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Метатерригенные породы в юдинской толще (Западный блок) представлены биотит-кварц-плагиоклазовыми алевросланцами и метапесчаниками, в предивинской – плагиоклазовыми и слюдястыми кварцитами и биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевыми алевросланцами и тонкослоистыми зелеными вулканомиктовыми алевросланцами. Составов метатерригенных пород юдинской толщи соответствуют полимиктовым и граувакковым алевролитам (Ножкин и др., 2016). Зеленые тонкослоистые сланцы и слюдястые плагиоклаз-кварцевые и амфибол-плагиоклаз-кварцевые алевросланцы предивинской толщи Fe-сланцам, граувакковым алевролитам и карбонатистым алевропелитам. Составы кварцитов находятся в поле вакк и аркозов. В целом терригенные образования Предивинского террейна характеризуются положительной корреляцией между модулями ЖМ¹ и ФМ² и отрицательной корреляцией между ГМ³ и НКМ⁴. В соответствии с представлениями (Юдович, Кетрис, 2000), это указывает на их принадлежность к петрогенным (first cycle) осадочным породам.

В сравнении с постархейским глинистым сланцем Австралии (РААС) терригенные породы Предивинского террейна характеризуются заметно пониженным, реже близким содержанием крупноионных и высокозарядных элементов, а также Cr, Co, Ni, Cu, Zn и повышенным – тяжелых РЗЭ и Y. Исключения представляют кварциты, которые обогащены высокозарядными элементами (Nb, Zr, Hf, Y), концентрирующимися в минералах тяжелого шлиха. Тонкослоистые зеленые сланцы предивинской толщи обогащены относительно РААС, Sc и Sr, а также Fe, Mg, Ca – элементами, характерными для основных и средних магматических пород. Алевросланцы и метапесчаники юдинской толщи в сравнении с другими типами терригенных пород наиболее обогащены K, Th, Rb и Cs, что свидетельствует об увеличении вклада материала из дифференцированного гранитоидного источника (Ножкин и др., 2016). Анализ распределения редких и редкоземельных элемен-

тов позволило заключить, что терригенные отложения Предивинского террейна имели локальный источник сноса, представленный ассоциирующими с ними субдукционными магматическими породами (Ножкин и др., 20016).

ИЗОТОПНАЯ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ И ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Изотопный Sm-Nd состав метавулканитов и ассоциирующих метатерригенных пород определен в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) по методике (Баянова, 2004). Для большинства исследованных пород величины $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ незначительно отличаются от среднекорового (0,12) значения, что позволяет при интерпретации использовать значения одностадийного модельного возраста – $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (табл. 3). Метаандезиты и метадациты юдинской и предивинской толщ характеризуются $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 820 и 870 млн лет и ϵ_{Nd} +6.3 и +6.6. Следовательно источником расплавов для вулканических пород среднего и кислого состава служила неопротерозойская ювенильная кора. Для 4-х образцов метатерригенных пород обеих толщ установлен модельный возраст – $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ в диапазоне от 750 до 850 млн лет при величине ϵ_{Nd} от +7.0 до +7.4 (на время 630 млн лет). Близкие $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ и ϵ_{Nd} для магматических и терригенных пород указывают на образование осадочного материала в результате эрозии магматических пород, подобных развитым в Предивинском террейне. Исключение представляет образец биотит-кварц-плагиоклазового сланца юдинской толщи с более высоким значением $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, равным 1565 млн лет, и отрицательным ϵ_{Nd} (–2.2), характеризующийся повышенным содержанием Th (10 г/т), Rb и K. Это может указывать на наличие в сланцах примеси более древнего, материала – возможно продуктов размыва гранулит-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов Ангаро-Канского блока, обогащенных этими элементами (Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2012).

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Полученные ранее геохронологические данные (Ножкин и др., 2016) свидетельствуют о разновозрастности породных ассоциаций Западного и Восточного блоков. Конкордантный возраст цирконов из метариолита базальт-андезитобазальт-андезит-риодацитов ассоциации юдинской толщи Западного блока определен U-Pb методом (SHRIMP-II) и составляет 618.8 ± 3.9 млн лет (СКВО = 0.96). Для Восточного блока установлен U-Pb возраст циркона из трахириолитов бимодальной ассоциации, равный 637 ± 5.7 млн лет, а также плагиогранитов Ягуновского массива –

¹ ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$.

² ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

³ ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$.

⁴ НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для пород Предивинского террейна

№	Порода, номер образца	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T(DM)	ϵ_{Nd}
1	Метаандезит (А-140-82)	5.15	25.2	0.1237	0.512668 ± 15	819	+6.3
2	Метадацит (А-21-85)	9.47	38.9	0.1470	0.512277 ± 20	872	+6.6
3	Алевросланец (А-146-82а)	4.39	21.5	0.1237	0.512226 ± 17	1565	-2.2
4	Метапесчаник (А-104-82)	3.04	22.2	0.0828	0.512488 ± 5	773	+6.3
5	Сланец (А-162-78)	4.33	20.6	0.1270	0.512723 ± 7	753	+7.3
6	Сланец (А-126-78)	7.13	27.8	0.1550	0.512826 ± 3	845	+7.0
7	Сланец (А-85-78)	5.54	22.7	0.1473	0.512814 ± 5	775	+7.4

Примечания. Величины ϵ_{Nd} рассчитаны на 630 млн лет. 1–7 – номера пород. 1, 3–4 – породы юдинской толщи, Западный блок (3 – гранат-биотитовый алевросланец, 4 – мусковит-биотитовый метапесчаник; 2, 5–7 – породы предивинской толщи, Восточный блок (5 – двуслюдяной плагиоклаз-кварцевый сланец, 6 – амфибол-биотит-хлоритовый сланец, 7 – зеленый тонкоослоистый алевросланец).

628 ± 3 млн лет (Верниковский и др., 1999, 2009). Все эти данные свидетельствуют о формировании пород островодужных ассоциаций в позднем неопротерозое. При этом бимодальная субщелочная вулканическая ассоциация предивинской толщи Восточного блока, переслаивающаяся с кварцитами и метатерригенными сланцами, сформирована на 10–20 млн лет раньше в сравнении с вулканогенно-терригенными породами юдинской толщи Западного блока.

Дополнительная геохронологическая информация получена при U-Pb датировании (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из биотит-кварц-плагиоклазовых алевросланцев, переслаивающихся с вулканическими базальт-андезитобазальт-риодацитовой ассоциации юдинской толщи Западного блока. Датирование детритовых цирконов выполнено на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS дв отделу наук о Земле Университета Гонконга. На гистограмме $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов для 57 зерен с конкордантностью более 95% доминирующими являются цирконы во временном диапазоне 610–640 млн лет (Ножкин и др., 2016), которые группируются в три кластера с конкордантными возрастными 619, 628 и 637 млн лет. Эти значения соответствуют возрастными островодужных риодацитов (619 ± 4 млн лет) юдинской толщи, трахириолитов (637 ± 5.7 млн лет) предивинской толщи и плагиогранитов Ягуновского массива (628 ± 3 млн лет), которые могли служить источниками детритовых цирконов для терригенных пород юдинской толщи. Эти возрастными данные позволяют предполагать, что накопление терригенных отложений Западного блока происходило после его сочленения с комплексами Восточного блока.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамические обстановки и условия формирования магматических ассоциаций

Петрохимический и редкоэлементный состав метабазальтов (амфиболитов) метабазальт-пла-

гиориолитовой ассоциации островодужного комплекса **Западного блока** близок к среднему составу современных островодужных толеитовых базальтов (Condie, 1997) или базальтам океанических островных дуг (Магматические..., 1987). Это подтверждается сопоставимостью низких концентраций Cr, Ni, P3Э (2–20 хондритовых уровней) и отношений Ni/Co (0.8–1.7), Ti/Zr (80–100), Rb/Sr (0.02–0.04), Zr/Nb (11–25), повышенным относительно NMORB содержания Rb, Ba, Sr, Th, U, а также легких P3Э ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ до 1.5), $(\text{La}/\text{Sm})_n$ до 1.3). На диаграмме Th–Hf–Ta (Wood, 1980) точки их состава располагаются в поле толеитов энсиматических островных дуг (рис. 8). Среди метабазальтов обособляется две группы (рис. 9а). Первая характеризуется повышенными концентрациями P3Э, обогащением крупноионными литофильными элементами, отчетливым Nb минимумом на мультиэлементных спектрах и по геохимическим параметрам аналогична толеитовым и известково-щелочным базальтам островных дуг. Породы второй группы относительно обеднены P3Э и имеют в различной степени выраженный Eu максимум, их мультиэлементные спектры лишены отрицательной аномалии Nb, но демонстрируют слабую положительную аномалию Ti и резкий максимум по Sr в сочетании с повышенными концентрациями наиболее подвижных во флюиде Rb, Ba и Sr. Наиболее вероятными их протолитами являются габброиды, относительное обогащение которых Nb и Ti связано с титано-магнетитом и/или ильменитом.

Низкощелочные плагиориолиты характеризуются примитивным редкоэлементным составом – весьма низким содержанием несовместимых редких элементов. Концентрации Rb, Ba, Zr, легким P3Э, Ta лишь в 1.5–3 раза превышают их фон в ассоциирующих толеитовых базальтах, а по величине примеси Th (0.8 и 0.9 г/т) и U (0.3 и 0.32 г/т) они не отличаются от базальтов. Им присущи “плоские” распределения P3Э с отчетливым Eu минимумом (рис. 4б), обусловленный фракционированием плагиоклаза. Все это указывает на генетическую связь плагиориолитовой магмы с

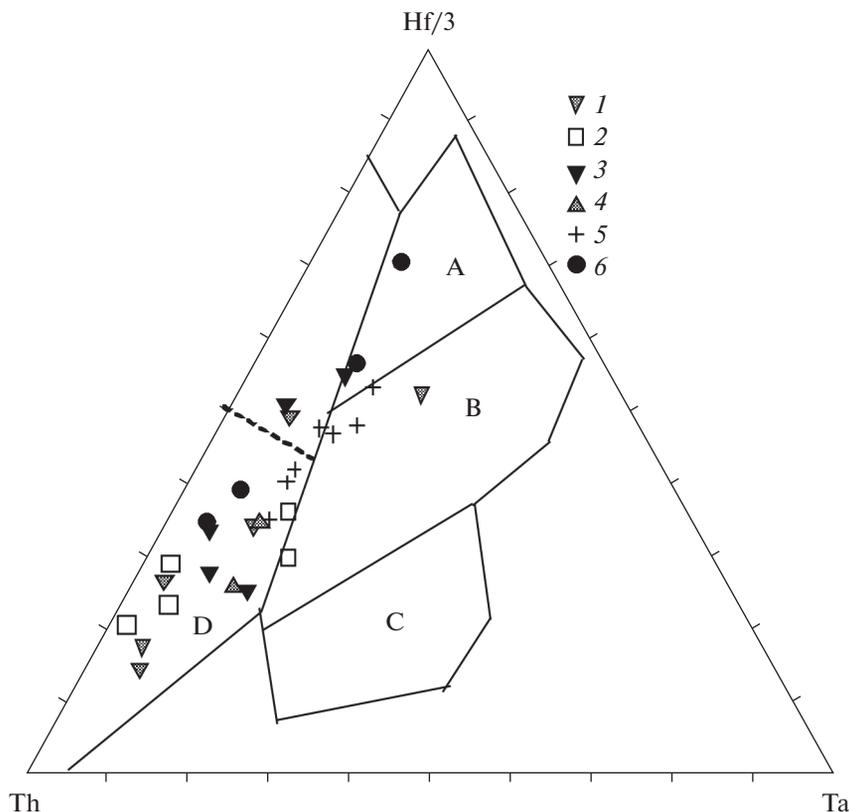


Рис. 8. Диаграмма Th–Hf/3–Ta для метабазальтов Предивинского террейна. Ассоциации Западного блока (1–3): 1 – метабазальт-плагиоориолитовая, 2 – метабазальт-андезибазальт-риодацитовая, 3 – метагабброидная; Восточного блока (4–6): 4 – метабазальт-андезит-дацитовая, 5 – метабазальт-трахириолитовая, 6 – офиолитовая. Поля базальтов по (Wood, 1980): A – NMORB, B – EMORB и внутриплитных толеитовых, C – внутриплитных щелочных, D – островодужных.

базитовым источником, плавление/дифференциация которого происходила при низком P . Магнезиальный характер плагиоориолитов предполагает плавление/дифференциацию в условиях повышенной активности H_2O , что в сочетании с обогащением крупноионными литофильными элементами указывает на источник, представленный островодужными базитами.

Метабазальт-андезибазальт-риодацитовая ассоциация умеренно дифференцирована от магнезиальных пикробазальтов до преобладающих андезибазальтов и подчиненных андезитов и риодацитов. Парагенетическое единство этой ассоциации подтверждается постепенным снижением Fe, Mg, Ca, V, Cr, Ni, Co и ростом U, Th, Rb, Ba, Zr, Hf, Ta и Nb с увеличением кремнезема, а также подобием спектров РЗЭ разных по составу вулканитов (рис. 4в). Мультиэлементные спектры метабазальтов аналогичны таковым островодужных известково-щелочных базальтов (CA) (Condie, 1997), а также базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги (Pearce et al., 1995), характеризующихся резкими минимумами на Nb и Ti и максимумами на Sr и Ba (рис. 10а). Сходные с метабазальтами мультиэлементные спектры имеют и метагабброиды Ярлы-

чихинского массива (рис. 5г), развитые в этом островодужном комплексе среди пород метабазальт-андезибазальт-риодацитовой ассоциации и возможно являющихся их комагматами.

Петрохимические и геохимические характеристики жильных плагиогранитов диорит-плагиогранитной ассоциации – повышенное содержание Ca, Na, высокие Sr, Ba и $(La/Yb)_n$ отношения, наряду с низкими концентрациями P, Rb, Y, Sc, тяжелых РЗЭ и пониженные A/CNK (≤ 1) свидетельствуют о принадлежности их к I-типу гранитов, характерных для субдукционных обстановок.

Островодужные метавулканогенные породы **Восточного блока** представлены метаэффузивами известково-щелочной и субщелочной бимодальной серий и их туфами. Петролого-геохимические особенности известково-щелочной базальт-андезит-дацитовой ассоциации свидетельствуют о том, что их формирование происходило в островодужных условиях (Магматические..., 1987). Вулканиты относятся к умеренно калиевым породам ($K_2O/Na_2O = 0.2–0.4$), в значительной мере обогащенным крупноионными (Rb, Ba), высокозарядными (Zr, Hf, Th, Ta, Nb), Sr, а также легки-

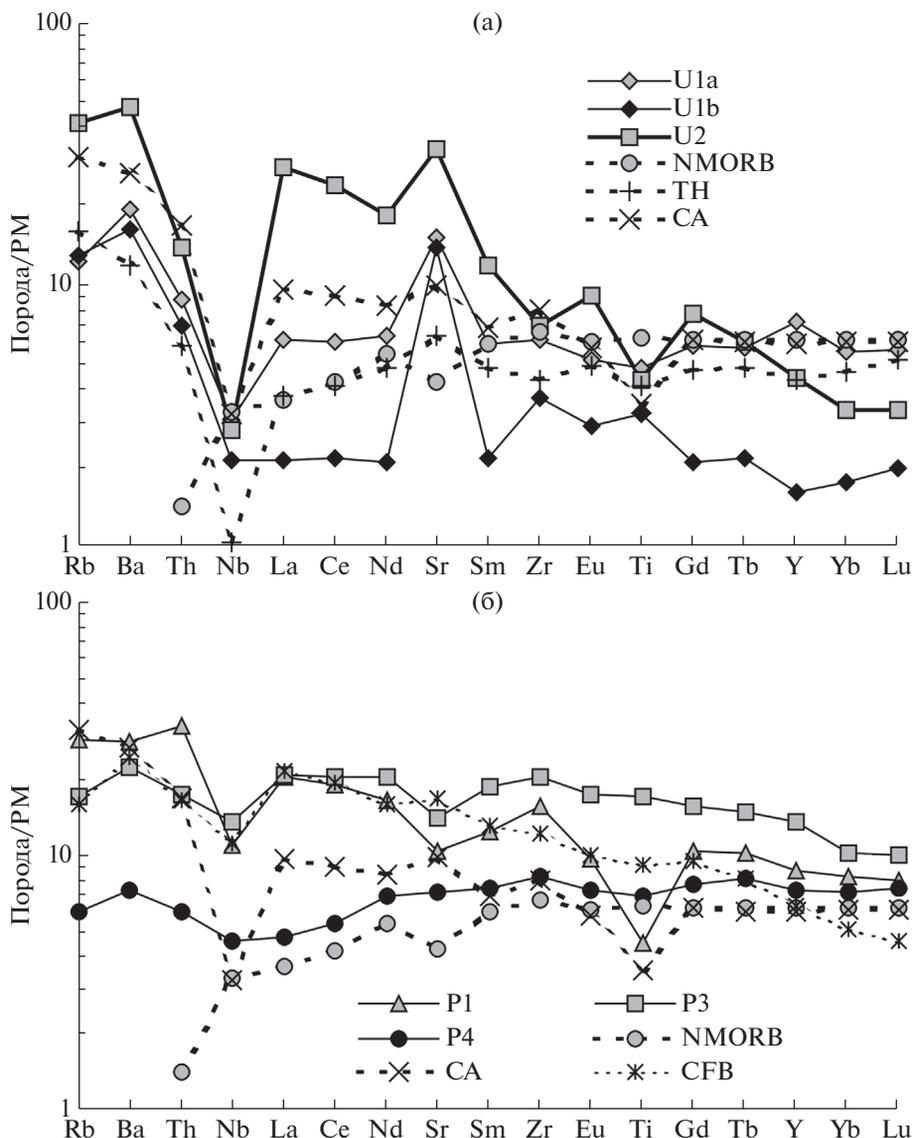


Рис. 9. Мультиэлементные спектры (средний состав) метабазальтов Предвинского террейна в сравнении с фанерозойскими вулканитами различных геодинамических обстановок. (а) – ассоциации Западного блока, юдинская толща: U1a и U1b – метабазальт-плагиориолитовая, U2 – метабазальт-андезибазальт-риодацитовая. (б) – ассоциации Восточного блока, предвинская толща: P1 – метабазальт-андезит-дацитовая, P3 – метабазальт-трахириолитовая, P4 – офиолитовая. Для сравнения показаны: NMORB (Sun, McDonough, 1989), TH и CA – толеитовые и известково-щелочные базальты Южно-Сандвичевой островной дуги (Pearce et al., 1995), CFB – континентальные платобазальты провинции Кару (Jourdan et al., 2007).

ми P3Э. На дискриминантных диаграммах метабазальты и метаандезибазальты располагаются в поле базальтов островных дуг (рис. 8). Об этом же свидетельствует и подобие их мультиэлементных спектров известково-щелочным островодужным базальтам (рис. 9б). Заметное обогащение этих метабазальтоидов высокозарядными (Th, Nb, Zr) элементами и легкими лантаноидами, а также величины индикаторных отношений $K/Rb = 350-650$ и $Zr/Nb = 14-16$, сближают их с известково-щелочными базальтами и андезибазальтами развитых островных дуг (Магматические..., 1987).

Среди доминирующих в этой ассоциации кислых метавулканитов выделяется две группы с близкой кремнекислотностью: магнезиальная и железистая (рис. 3). Преобладающие железистые метадациты в сравнении с магнезиальными обогащены TiO_2 , P3Э, Zr, Hf, Nb, Ta, Y (табл. 2, рис. 7а). Формирование двух групп метадацитов происходило из магм, различающихся по окислительно-восстановительным характеристикам. Обогащенные некогерентными редкими элементами железистые дациты вероятно образовались в условиях низкой активности H_2O и при более высокой T , что

приводило к полному плавлению акцессорных фаз и/или имели более обогащенный источник.

Для островодужного комплекса Восточного блока характерно развитие вулканических пород субщелочной бимодальной метабазаальт-трахириолитовой ассоциации, обогащенной целым рядом редких элементов. Метабазальты по уровню содержания ряда элементов (Ti, Fe, Na, K, P, тяжелые РЗЭ, Zr, Y, Sc) вполне соответствуют внутриплитным базальтам, например, базальтам Кару (рис. 9б). Концентрации Rb, Ba, Sr, легких РЗЭ, Nb, Ta, Th, U близки таковым в метабазаальтах базальт-андезит-дацитовый ассоциации Восточного блока (табл. 2, рис. 9б), вмещающей субщелочную бимодальную. Геохимический облик базальтов видимо обусловлен участием при их образовании двух источников: доминирующего субдукционно-го, что проявлено в наличии Nb минимума, и подчиненного обогащенного мантийного. Следовательно, ассоциация высокотитанистых базальтов и трахириолитов Предивинского террейна может маркировать начальную стадию растяжения островной дуги (Ножкин, 1997; Черных, 2001).

Толейтовые метабазаальты офиолитового комплекса, несущие петрогеохимические характеристики NMORB, очевидно испытывали влияние субдукционных процессов, что проявляется в более высоком относительно NMORB, содержании K, Rb, Ba, Th (рис. 9б). Кроме того, на дискриминантных диаграммах фигуративные точки метабазаальтов офиолитового комплекса Предивинского террейна располагаются либо в поле океанских базальтов, либо занимают промежуточное положение между океанскими и островодужными толейтами (рис. 8), что является отличительной чертой базальтов окраинных морей (Петрология..., 1987). Вместе с тем, в отличие от островодужных базальтов исследованные породы практически лишены Nb минимума.

Таким образом, Предивинский террейн включает два разновозрастных и различающихся по условиям формирования островодужных комплекса, слагающих Восточный и Западный блоки. Восточный блок образован типичной для островных дуг дифференцированной известково-щелочной ассоциацией вулканитов с преобладанием андезитов и дацитов и бимодальной субщелочной, образованной в условиях растяжения и отражающей эволюцию субдукционного магматизма. Фрагменты офиолитов в Восточном блоке, лишенные явных субдукционных геохимических характеристик, вероятно представляют комплексы океанического дна/основания островной дуги, выдвинутые на более высокий структурный уровень в результате аккреции с континентальной окраиной. Более молодой островодужный комплекс Западного блока резко отличается преобладанием базальтов как известково-щелочной,

так и толейтовой серий и низкокалийевым характером кислых вулканитов, в целом обедненных некогерентными элементами в сравнении с вулканитами Восточного блока, такие ассоциации являются типичными для океанических островных дуг.

Возрастной диапазон формирования Предивинского террейна

Имеющаяся геохронологическая информация позволяет предполагать следующую последовательность событий формирования Предивинского террейна. Возраст трахириолитов (~637 млн лет) бимодальной ассоциации Восточного блока и прорывающих гранитов Ягуновского массива (~628 млн лет) (Верниковский и др., 1999; 2009) определяет верхнюю возрастную границу формирования раннего островодужного комплекса в интервале 640–630 млн лет. Наличие в метатерригенных породах Западного блока детритовых цирконов с кластерами возрастов (~628 и ~637 млн лет), отвечающими магматическим ассоциациям Восточного блока, свидетельствует о накоплении осадочных пород после аккреции Западного и Восточного блоков (Ножкин и др., 2016). Вместе с тем, присутствие среди детритовых цирконов единичных зерна с возраст 650–660 млн лет позволяет предполагать, что время образования размывавшихся вулканитов ранней островодужной метабазаальт-андезит-дацитовый ассоциации Восточного блока отвечает этому рубежу. Время формирования вулканических ассоциаций островодужного комплекса Западного блока определяется как возрастом циркона из риодацитов метабазаальт-андезит-риодацитовый ассоциации Западного блока (~619 млн лет), так и минимальным возрастом (619 млн лет) детритовых цирконов из метатерригенных пород (Ножкин и др., 2016). Накопление осадочных пород, как уже отмечалось, происходило после аккреции Западного и Восточного блоков, а также их приращения к континентальной окраине, что фиксируется, судя по Nd изотопным характеристикам ($T_{Nd}(DM)$ до 1.6 млрд лет) и повышенным (до 10 г/т) концентрациям Th в метаосадках, вкладом материала раннедокембрийской континентальной коры.

Время осадконакопления в Западном блоке и верхняя возрастная граница формирования островодужных комплексов Предивинского террейна определяются временем метаморфического тектонотермального события. Согласно Ar-Ag датировкам роговых обманок из амфиболитов (метабазаальтов) (606 ± 8 и 614 ± 8 млн лет), принадлежащих двух вулканическим ассоциациям разных блоков, данное событие произошло в интервале 600–615 млн лет назад (Ножкин и др., 2016). Этот метаморфизм является следствием аккреционно-

коллизийных процессов вендского времени на западной окраине Сибирского кратона (Ножкин и др., 2007). Данный возрастной рубеж проявился в метаморфических породах Исаковского террейна Енисейского кряжа и в ряде блоков (Канский, Арзыбейский, Шумихинско-Кирельский) Северо-Западного Присяня, входящих в состав Саяно-Енисейского аккреционно-коллизийного пояса (Ножкин и др., 2007; Туркина и др., 2007). Вендское аккреционно-коллизийное событие привело к латеральному наращиванию континентальной коры на окраине Сибирского кратона и ее последующей тектоно-термальной переработке.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты по петрогеохимическому составу и изотопно-геохронологическим особенностям островодужных вулканических ассоциаций и фрагментов офиолитов Предивинского террейна позволяют сделать следующие выводы.

Предивинский терреин состоит из двух различающихся по строению и составу блоков — Западного и Восточного, которые включают два разновозрастных островодужных комплекса, отличающихся геодинамическими условиями формирования. Восточный блок образован типичной для островных дуг дифференцированной известково-щелочной ассоциацией вулканитов с преобладанием андезитов и дацитов и бимодальной субщелочной, образованной в условиях растяжения и отражающей эволюцию субдукционного магматизма. Фрагменты офиолитов в Восточном блоке, лишенные явных субдукционных геохимических характеристик, вероятно представляют комплексы океанического дна/основания островной дуги. Более молодой островодужный комплекс Западного блока резко отличается преобладанием базальной как известково-щелочной, так и толеитовой серий и низкокальциевым характером кислых вулканитов, в целом обедненных некогерентными элементами в сравнении с вулканитами Восточного блока, такие ассоциации являются типичными для океанических островных дуг. Вулканиты двух океанических островодужных комплексов по изотопным характеристикам отвечают ювенильной неопротерозойской коре. Геохимический состав островодужной коры близок к таковому “базитового” слоя земной коры, что определяет ее принадлежность к фемическому типу.

Возраст островодужных пород, слагающих Предивинский терреин, отвечает позднему неопротерозою. Время формирования магматических ассоциаций Восточного блока соответствует интервалу 650–630 млн лет, а вулканических и осадочных ассоциаций Западного — 620–600 млн лет. Аккреция островодужных комплексов Предивинского террейна, и их причленение, также как и Исаковского террейна, к окраине Сибирского континента

произошли около 610–600 млн лет назад. Выявленная последовательность геологических процессов в Предивинском террейне фиксирует ранние стадии развития Палеоазиатского океана, завершившиеся в конце неопротерозоя байкальским орогенезом вдоль современной юго-западной окраины Сибирского континента.

Работа выполнена в рамках госзадания Федерального бюджетного учреждения науки ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН и по проекту РФФИ (№ 18-05-00152).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Б. (2004) Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Петербург: Наука, 174 с.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. (1994) Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж). *Геология и геофизика*. **35**(7–8), 169–180.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. (1999) Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **40**(2), 255–259.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин М.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. (2009) Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозо: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные. *Геология и геофизика*. **50**(4), 502–519.
- Волобуев М.И. (1993) Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа. *Геотектоника*. **29**(6), 82–87.
- Даценко В.М. (1984) Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 120 с.
- Добрецов Н.Л. (2003) Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан). *Геология и геофизика*. **44**(1–2), 5–27.
- Егоров А.С. (2004) *Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России)*. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 199 с.
- Заблоцкий К.А., Ножкин А.Д., Сопрончук В.Р. (1986) Раннедокембрийские стратифицированные образования юкеевского комплекса. *Проблемы стратиграфии раннедокембрия Сибири*. М.: Наука, 5–14.
- Кузьмичев А.Б. (1987) Тектоника Исаковского синклиория Енисейского кряжа. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 19 с.
- Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. (2008) Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (возраст и обстановки формирования). *Геология и геофизика*. **49**(12), 1175–1188.
- Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1 : 200000

- (2002) (Ред. Л.К. Качевский). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 200 с.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В. (2018) Геохимические и геохронологические свидетельства раннего этапа эволюции Палеоазиатского океана на западной окраине Сибирского кратона. *Геохимия*. (2), 120-134.
- Likhanov I.I., Zinoviev S.V. (2018) Early stages in the evolution of the Paleoasian ocean at the western margin of the Siberian Craton: Geochemical and geochronological evidences. *Geochem. Int.* **56**(2), 111-124.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2018) Геохимия, обстановки формирования и возраст метавулкаников Исаковского террейна Енисейского кряжа – индикаторы ранних этапов эволюции Палеоазиатского океана. *Геохимия*. (4), 309-320.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D. (2018) Geochemistry, tectonic settings, and age of metavolcanic rocks of the Isakovskii terrane, Yenisei Range: indicators of the early evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Geochem. Int.* **56**(4), 292-303.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2014) Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона. *Геотектоника*. **48**(5), 32-53.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. (2018) Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона. *Геотектоника*. **52**(1), 28-51.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. (2013) Возраст бластомилонитов Енисейского кряжа как свидетельство вендских аккреционно-коллизонных событий на западной окраине Сибирского кратона. *ДАН*. **450**(2), 199-203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. (2015) *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами. *Геология и геофизика*. **55**(6), 1031-1056.
- Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. (1987) Ответственный редактор В.И. Коваленко. М.: Наука, 438 с.
- Мионов А.Г., Ножкин А.Д. (1978) *Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж)*. Новосибирск: Наука, 254 с.
- Ножкин А.Д. (1997) *Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири. Дис. в виде научного докл. докт. геол.-мин. наук*. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 98 с.
- Ножкин А.Д. (1996) Состав и палеотектонические условия формирования докембрийских вулканических комплексов Предивинской структурно-формационной зоны (Енисейский кряж). *Магматизм и геодинамика Сибири*. Томск: ТГУ, 33-35.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: изд-во ОИГГМ СО РАН, 223 с.
- Ножкин А.Д., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ронкин Ю.Л. (2012) Дорифейские метапелиты Енисейского кряжа: химический состав, источники сноса, палеогеодинамика. *Геохимия*. (7), 644-682.
- Nozhkin A.D., Maslov A.V., Dmitrieva N.V., Ronkin Yu.L. (2012) Pre-Riphean metapelites of the Yenisei Range: Chemical composition, sources of eroded material, and paleogeodynamics. *Geochem. Int.* **50**(9), 574-610.
- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. (2017) Первые данные о поздневендском гранитоидном магматизме северо-западной части Саяно-Енисейского аккреционного пояса. *Геохимия*. (9), 800-810.
- Nozhkin A.D., Likhanov I.I., Bayanova T.B., Serov A.P. (2017) First data on Late Vendian granitoid magmatism of the northwestern Sayan-Yenisei accretionary belt. *Geochem. Int.* **55**(9), 792-801.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. (2016) Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа). *Геология и геофизика* **57** (11), 1992-2014.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. (2007) Вендское аккреционно-коллизонное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона. *ДАН*. **415**(6), 782-787.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. (1987) Ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 336 с.
- Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д., Грачева Т.В., Шевченко Д.О. (2000) Новые данные о возрасте шумихинского палеоостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. **41**(12), 1790-1797.
- Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. (2003) Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой. *Геология и геофизика*. **44**(1-2), 76-85.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) *Континентальная кора: ее состав и эволюция*. М.: Мир, 379 с.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. (2007) Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизонных событий. *Геология и геофизика*. **48**(1), 80-92.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Травин А.В. (2004) Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона. *ДАН*. **394**(6), 812-817.
- Черных А.И. (2001) Докембрийские офиолитовые и островодужные комплексы Енисейского кряжа. *Актуальные вопросы геологии и минерации юга Сибири*. Материалы научно-практической конференции, пос. Елань Новокузнецкого р-она, Кемеровской области. Новосибирск: изд-во СО РАН, 183-188.
- Юдович Я.Ю., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. (2006) Ранние стадии формирования Палеоазиатского кеана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса. *ДАН*. **410**(5), 657-663.

- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson P.). Amsterdam: Elsevier, 63-114.
- Condie K.C. (1997) *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, 4th edition. London: Butterworth-Heinemann, 282 p.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**, 2033-2048.
- Jourdan F., Bertrand H., Schärer U., Blichert-Toft J., Féraud G., Kampunzu A. B. (2007) Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large igneous province, Botswana-Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution. *J. Petrol.* **48**, 1043-1077.
- Likhanov I.I. (1988) Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfels of the Karatash pluton. *Int. Geol. Review.* **30**, 868-877.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent. *Precambrian Res.* **300**, 315-331.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos.* **304-307**, 468-488.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precambrian Res.* **328**, 128-145.
- Miyashiro A. (1970) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* **274**, 321-355.
- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Luff I.W. (1995) Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc // *J. Petrol.* **36**, 1073-1109.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**, 313-345.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* **95**, 185-187.
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**, 11-30.