

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.243.3/552.3

**ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА: СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД,
U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ**

Г.В. Леднева, В.Л. Пинс*, Б.А. Базылев**

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Department of Geological Sciences, Stockholm University, Svante Arrhenius väg 8, SE-106 91 Stockholm, Sweden*

*** Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия*

Изучение поздне триасовых вулканических, субвулканических и вулканоосадочных пород Чукотского полуострова (Вельмайский террейн) позволило выявить их принадлежность к разным геохимическим типам. Так, базальты, долериты и туфы нижней—средней толщи верхнего триаса несут признаки формирования в надсубдукционной геодинамической обстановке. В то же время составы базальтов и долеритов верхней толщи верхнего триаса соответствуют внутриплитным породам и сопоставимы с базальтами и долеритами океанических плато среднего—позднего триаса. U-Pb датирование магматических цирконов из туфов нижней—средней толщи и долеритов верхней толщи свидетельствует о практически синхронном проявлении магматической активности в надсубдукционной (206 ± 5 млн лет) и внутриплитной (212 ± 4 млн лет) геодинамических обстановках.

Геодинамические обстановки магматизма, базальтовый вулканизм, U-Pb датирование, поздний триас, Вельмайский террейн, Чукотский полуостров.

**LATE TRIASSIC SILICEOUS-VOLCANO-TERRIGENOUS DEPOSITS OF THE CHUKCHI PENINSULA:
COMPOSITION OF IGNEOUS ROCKS, U-Pb AGE OF ZIRCONS, AND GEODYNAMIC INTERPRETATIONS**

G.V. Ledneva, V.L. Pease, and B.A. Bazylev

Study of Late Triassic volcanic, subvolcanic, and volcanosedimentary rocks of the Chukchi Peninsula (Vel'may terrane) has shown their different geochemical types. Basalts, dolerites, and tuffs of the lower–middle strata of the Upper Triassic section bear evidence for their formation in suprasubductional geodynamic setting. Basalts and dolerites of the upper strata of this section correspond in composition to within-plate rocks and are similar to Middle–Late Triassic oceanic-plateau basalts and dolerites. U–Pb dating of magmatic zircons from tuffs of the lower–middle strata and from dolerites of the upper strata shows the almost synchronous magmatic activity in the suprasubductional (206 ± 5 Ma) and within-plate (212 ± 4 Ma) geodynamic settings.

Geodynamic settings of magmatism, basaltic volcanism, U–Pb dating, Late Triassic, Vel'may terrane, Chukchi Peninsula

ВВЕДЕНИЕ

Существующие модели тектонической и геодинамической эволюции Арктического региона базируются на данных исследования геофизики, литологии, стратиграфии, палеонтологии, структурной геологии, петрологии, геохимии, изотопной геохимии, геохронологии собственно Северного Ледовитого океана и его континентальных окраин [Nokleberg et al., 1998; Lawver et al., 2002; Parfenov et al., 2010; Лаверов и др., 2013; Shephard et al., 2013]. Внутренняя непротиворечивость таких моделей во многом зависит от степени изученности отдельных регионов, которая остается неравномерной. Чукотка — одна из обширных континентальных окраин Арктики со сложной геологической историей, и исследование ее

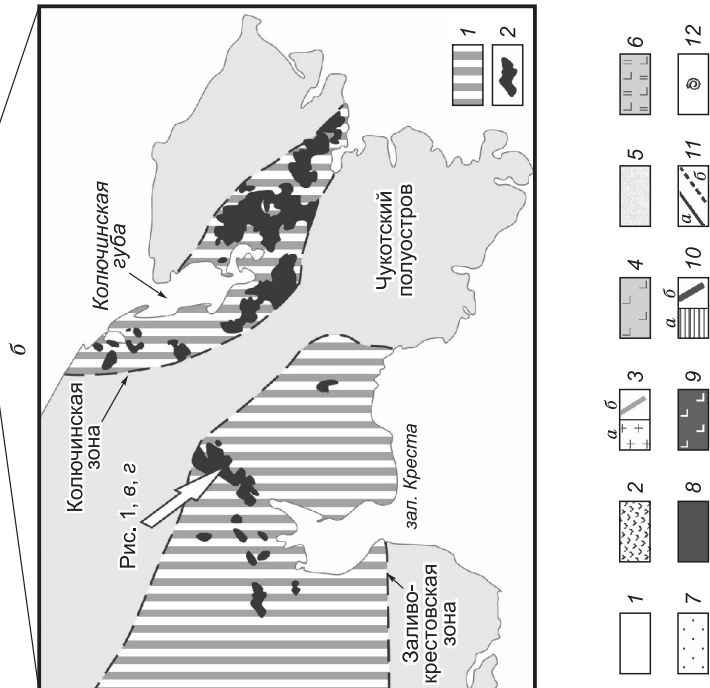
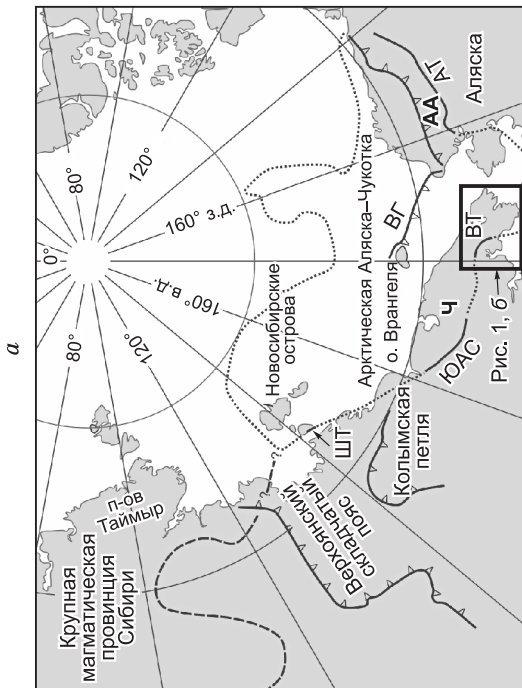
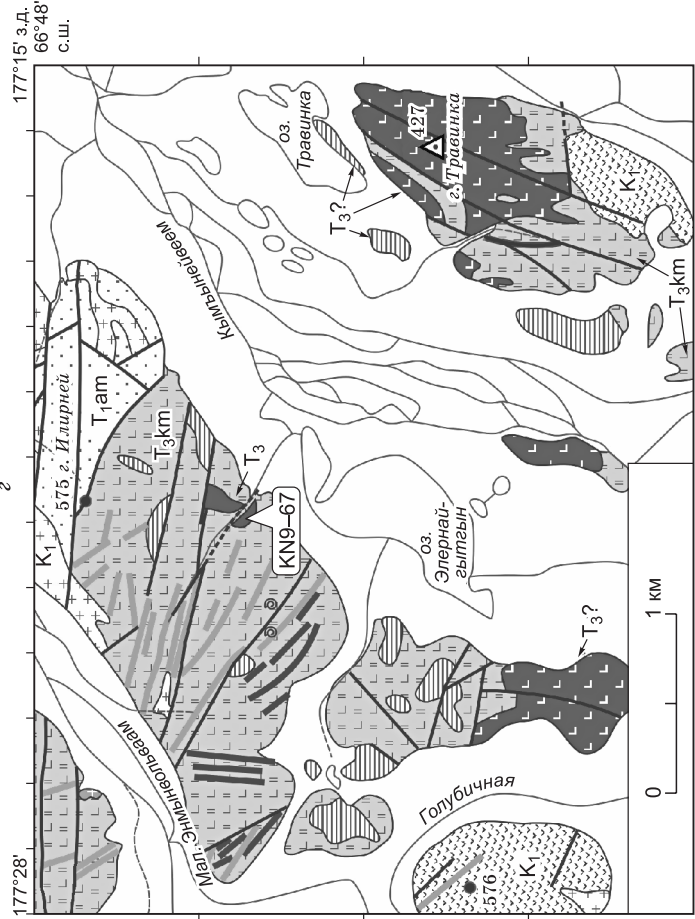
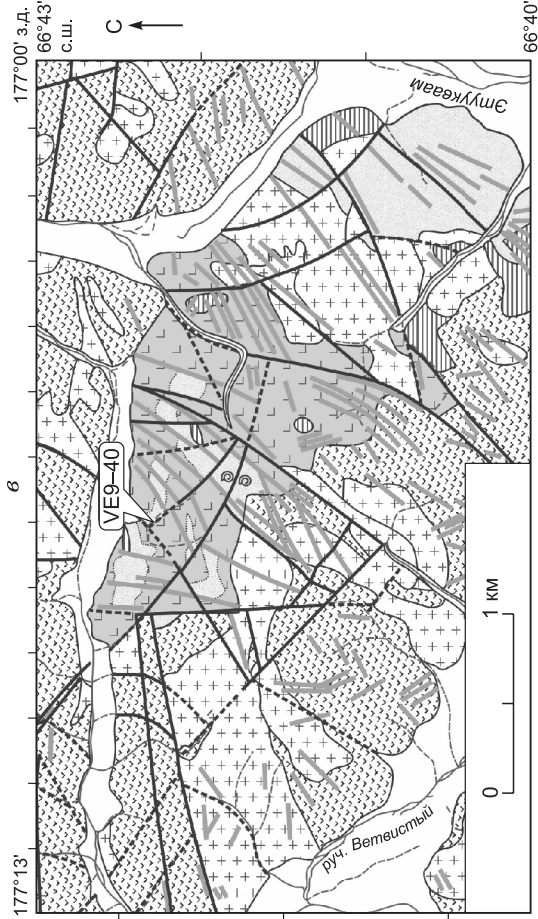


Рис. 1. Вельмайский террейн и район исследований.

a — положение Вельмайского террейна среди структур Арктического региона и прилегающих территорий. Микроплита Арктической Аляски — Чукотки (границы показаны как в работе [Miller et al., 2006]): Ч — Чукотка, АА — Арктическая Аляска. Сплошными линиями показаны: АТ — террейн Ангаючам, ВТ — Вельмайский террейн, ЮАС — Южно-Анхойская сутура, ШТ — террейн Шалаурова, маркирующие границу микроплиты и мезозойских орогенных поясов северо-востока Азии и Аляски. Пунктирной линией показано предполагаемое положение границы микроплиты. ВГ — Врангелево-Геральдский фронт деформаций. Граница пермотриасовой крупной магматической провинции Сибири (штриховая линия) проведена по [Reichow et al., 2009]. Положение остальных границ показано по [Nokleberg et al., 1998]. *б* — зоны развития поздних мезозойских Восточной Чукотки [Воеводин и др., 1978]: 1 — области распространения поздних мезозойских гранитоидно-вулканогенно-терригенных отложений. *в* — схема геологического строения участка водораздела рек Этуукаам и руч. Ветвиный, по [Тынанкергав и др., 2011] с упрощениями и изменениями. Части *в*, *г*: 1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенные толщи Охотско-Чукотского пояса, альб-кампан (К₁) [Акинин, Миллер, 2011]; 3 — гранитоиды (*a*) и дайки (*б*) кислого и основного составов, ранний мел (К₂); 4–6 — вулканогенно-осадочные отложения, кымынейвеевская свита, верхний триас (Т₃, km); 4 — нижняя толща, 5 — средняя толща, 6 — верхняя толща; 7 — терригенные отложения континентального склона и шельфа Чукотского микроконтинента, ранний триас (Т₁ ap, амгуэмская свита); 8–10 — плутонические породы верхнего триаса (Т₃) и предположительно верхнего триаса (Т₂); 8 — диориты, 9 — роговообманковые габбро, 10 — габброиды (*a*) и дайки (*б*) основного состава неустановленного типа; 11 — разрывные нарушения; *a* — установленные, *б* — предполагаемые; 12 — места находок фауны [Тынанкергав, Бычков, 1987].

ключевых объектов с целью сбора материалов, лежащих в основе геодинамических и тектонических построений, является первостепенной задачей.

Настоящая статья посвящена исследованию геохимии и датированию лав, силлов и даек из толщ верхнего триаса, относимых к Вельмайскому террейну Чукотского полуострова [Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1998]. Этот террейн рассматривается как звено протяженной структуры, ограничивающей с юга микроплиту Арктической Аляски — Чукотки от Аляски до м. Святой Нос и Новосибирских островов (о. Бол. Ляховский). Основанием для объединения террейнов, удаленных друг от друга на значительное расстояние, в единую структуру, по-видимому, послужили: *a*) их современное геологическое положение вдоль южной границы микроплиты Арктической Аляски — Чукотки (рис. 1, *a*); *б*) наличие в их составе тектонических пластин и блоков плутонических ультрабазитов, базитов и кремнисто-вулканогенно-терригенных толщ, предполагаемых и установленных фрагментов офиолитов [Косыгин и др., 1974; Лычагин, 1985; Loney, Himmelberg, 1989; Лычагин и др., 1991; Wirth et al., 1993; Ганелин, 2011] и *в*) сходство фауны позднего триаса в отложениях Чукотского полуострова и хр. Брукса [Тынанкергав, Бычков, 1987].

Исследований, направленных на определение геодинамической обстановки формирования пород Вельмайского террейна и на их датирование изотопно-геохронологическими методами, ранее не проводилось. Опубликованных данных о содержаниях главных породообразующих элементов в лавах верхнетриасовых толщ [Тынанкергав и др., 2011] недостаточно для надежного определения серийной принадлежности пород и суждения об обстановке проявления магматизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ВЕЛЬМАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Принципиальным элементом тектонического строения Арктической окраины Чукотки, охватывающей обширную территорию от р. Колыма до Чукотского полуострова, шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей, является Чукотская (Новосибирско-Чукотская) складчатая область [Геология..., 1970; Зоненшайн и др., 1990; Sokolov et al., 2014]. В ее составе выделяется Чукотский микроконтинент (фрагмент микроплиты Арктической Аляски — Чукотки [Churkin et al., 1985] или континента Арктида [Зоненшайн и др., 1990]) и структуры его южного обрамления (см. рис. 1, *a*). К последним относят образования ряда пространственно разобщенных террейнов, а именно (с запада на восток) террейна Шалаурова на о. Бол. Ляховский (Новосибирские острова) и м. Святой Нос, Южно-Анхойского террейна на Западной Чукотке и Вельмайского террейна на Чукотском полуострове [Parfenov et al., 1993; Nokleberg et al., 1998; Sokolov et al., 2014]. На Аляске южным ограничением микроплиты Арктической Аляски — Чукотки считают образования террейна Ангаючам.

Объектом настоящего исследования являются магматические породы из толщ верхнего триаса (координаты точек опробования приведены в табл. 1), первоначально выделенные в эвгеосинклинальный комплекс поздних мезозойских [Воеводин и др., 1978] и позднее отнесенные к Вельмайскому террейну [Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1998]. В состав террейна включают разрозненные выходы верхнетриасовых кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений (кымынейвеевская свита) со специфичной фауной [Тынанкергав, Бычков, 1987; Тынанкергав и др., 2011], а также серпентинизированных перидотитов, пироксенитов, габброидов, плагиогранитов и пространственно ассоциирующих с ними вулканогенно-кремнистых толщ дораннемелового возраста [Косыгин и др., 1974]. Эти выходы локально развиты в

Таблица 1.

Список изученных образцов и координаты мест их отбора

Толща	Номер образца	Порода	Залегание	Координаты	
				с.ш.	в.д.
Нижняя— средняя	VE9-40	Туф	Слой	66°42.328'	177°7.002'
	VE9-41	»	»	66°42.328'	177°7.002'
	VE9-43	Брекчиевая лава P1-порфировых базальтов	Поток	66°42.213'	177°7.247'
	VE9-44	»	»	66°42.213'	177°7.247'
	VE9-45	Долерит	Дайка	66°42.139'	177°7.229'
	VE9-48	Aug-P1 порфировый базальт	Поток	66°42.123'	177°7.229'
	VE9-49	Долерит	Дайка	66°41.950'	177°7.123'
	KN9-61	Hbl-Aug порфировый базальт	Поток	66°45.625'	177°17.680'
Верхняя	KN9-65	Лампрофир	Поток (подушечная лава)	66°45.620'	177°16.817'
	KN9-66	Базальт афировый миндалекаменный	»	66°46.819'	177°21.505'
	KN9-67	Долерит	Силл (центральная часть)	66°46.887'	177°21.666'
	KN9-68	»	Силл (зона закалки)	66°46.887'	177°21.666'
	KN9-69	Aug-P1 базальт афировый миндалекаменный	Поток (подушечная лава)	66°47.009'	177°21.930'

Примечание. Aug — авгит, Hbl — роговая обманка, P1 — плагиоклаз.

окрестностях зал. Креста, Колючинской губы и в бассейнах рек Вельмай и Амгуэма, где упомянутые породы слагают разобщенные тектонические пластины и блоки, обнажающиеся в эрозионных окнах альб-кампанского Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [Акиннин, Миллер, 2011].

Кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи (кымынейвеемская свита)

Верхнетриасовые кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения кымынейвеемской свиты [Решения..., 2009] приурочены к зонам поздних мезозойд зал. Креста и Колючинской губы [Тынанкергав, Бычков, 1987] (см. рис. 1, б). Детальные описания геологического строения и разрезов некоторых участков приведены в работах [Косыгин и др., 1974; Воеводин и др., 1978; Тынанкергав, Бычков, 1987; Тынанкергав и др., 2011]. Нами отложения свиты были изучены в зоне зал. Креста на водоразделе р. Этуукваам и руч. Ветвистый (см. рис. 1, в), а также в среднем течении р. Кымынейвеем (см. рис. 1, г). В районе исследований отложения свиты подразделяют на три толщи разного литологического состава [Тынанкергав и др., 2011]. Нижняя и средняя толщи слагают единые разрезы (и далее рассматриваются совместно), но их геологические соотношения с отложениями верхней толщи не установлены из-за пространственной разобщенности выходов, при этом никаких реальных оснований считать отложения верхней толщи более молодыми по сравнению с отложениями нижней—средней толщи нет. Тем не менее в настоящей работе мы придерживаемся данного расчленения верхнетриасовых отложений, не смотря на его условность.

По описанию в работе [Тынанкергав и др., 2011] **нижняя толща** (мощностью до 300 м) сложена лавами трахибазальтов с пачками и прослоями алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, песчаников и кремнистых пород. Согласно нашим наблюдениям, на северном склоне водораздела руч. Ветвистый и р. Этуукваам (см. рис. 1, в) в составе этой толщи преобладают маломощные (от первых сантиметров до 0.5 м) потоки лавовых брекчий, массивных и реже подушечных базальтов с линзами и прослоями туфов мощностью до 10—15 см (рис. 2, а).

Средняя толща сложена согласно залегающими на отложениях нижней толщи туфами, туффитами, туфосилицитами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоалевролитами, а также линзами и прослоями ракушечников, известняков и известковистых песчаников. Литологический состав толщи и ее мощность (90—550 м) локально варьируют; детальные описания разрезов приведены в работе [Тынанкергав и др., 2011]. Отложения средней толщи содержат остатки и отпечатки двустворчатых моллюсков поздненорийского возраста, а также брахиопод, аммонойд, гастропод и фрагменты скелетов губок(?) и мшанок(?) [Тынанкергав, Бычков, 1987]. В изученном нами разрезе в составе толщи преобладают литокристаллокластические туффиты и туфы от мелкобомбовых и лапиллиевых (см. рис. 2, б) до псаммитовых и псефитовых (см. рис. 2, в). Лапилли и бомбы в туфах сложены дацитами и базальтами. Туфы контрастны по составу: наблюдалось тонкое переслаивание туфов основного и кислого составов (см. рис. 2, в). Туффиты сложены переотложенным материалом туфов и обнаруживают градиционную слоистость. Обломки часто ориентированы, имеют угловатые очертания (окатанные обломки редки) и размер до 10 см. Отложения средней толщи прорваны дайками долеритов мощностью до 10 м.

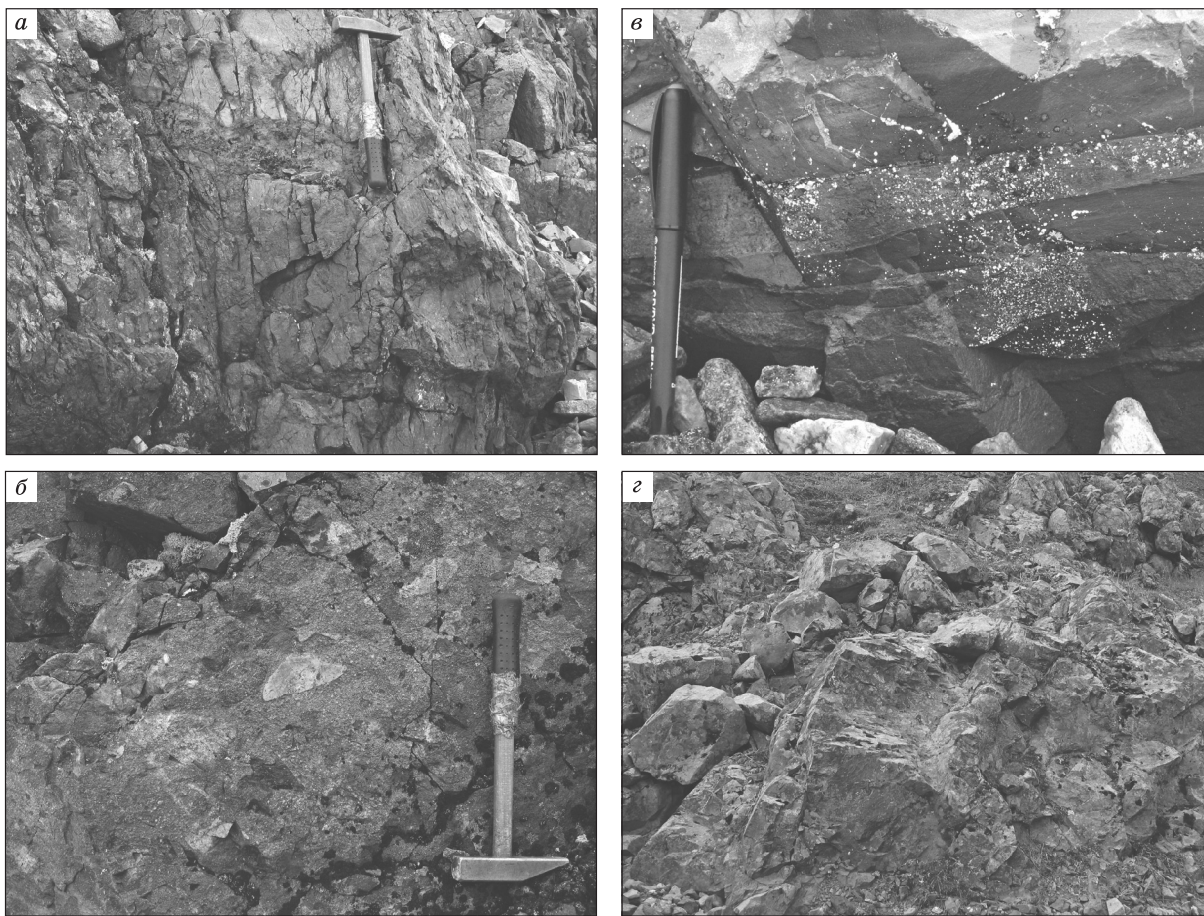


Рис. 2. Вулканиты и туфы кымынейвеемской свиты Вельмайского террейна.

а — потоки базальтов в переслаивании с туфами, нижняя—средняя толща; *б* — лапиллиевые туфы, нижняя—средняя толща; *в* — тонкое переслаивание туфов контрастного состава, нижняя—средняя толща; *г* — подушечные базальты, верхняя толща.

Отложения **верхней толщи**, по описаниям в работе [Тынанкергав и др., 2011], представлены миндалекаменными афировыми трахибазальтами и пачками переслаивающихся кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, реже алевролитов и песчаников. Кремнистые породы верхней толщи содержат перекристаллизованные радиолярии раннемезозойского возраста [Тынанкергав, Бычков, 1987]. Изученные нами на западном склоне горы Илirianей и на восточном склоне горы Травинка породы верхней толщи представлены лавовыми потоками базальтов, часто подушечных, мощностью от первых сантиметров до полуметра (см. рис. 2, *г*), а также силлами долеритов. Межподушечное пространство выполнено вулканогенно-осадочным материалом. На восточном склоне горы Травинка лавы верхней толщи стратиграфически перекрывают роговообманковые габбро, выделяемые в самостоятельный кымынейвеемский плутонический комплекс. Силлы долеритов, установленные среди лав, имеют мощность несколько десятков метров. Слагающие их породы обнаруживают закономерное увеличение зернистости от зон закалки к центральным частям.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Выделение цирконов из пород проводилось в разделительной лаборатории Геологического института РАН (г. Москва) из проб массой около 3.5 кг с использованием концентрационного стола и тяжелых жидкостей. При изготовлении препаратов для датирования цирконы выбирали и монтировали вручную на двустороннюю липкую ленту, заливали эпоксидной смолой и затем полировали.

Изотопные исследования индивидуальных зерен циркона проводились в лаборатории петротектоники факультета геологии университета Стокгольма (PetroTectonics Analytical Facility, Department of Geological Sciences, Stockholm University) методом лазерной абляции с использованием лазера эксимер ESI NWR-193 и квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Thermo XSeries2.

Таблица 2.

Результаты изотопных исследований цирконов

Номер образца, номер зерна	Значения изотопных отношений*						Возраст, млн лет*						Содержания элементов, г/т**						
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	$D, \%$	U	$\pm 2\sigma$	Th	$\pm 2\sigma$	Pb	$\pm 2\sigma$
KN9-67.1	0.234	0.027	0.0342	0.0015	0.0504	0.0062	216.9	9.1	211.0	22	580	110	2.8	258	15	Н.п.о.	30	840	150
KN9-67.2	0.227	0.028	0.0332	0.0013	0.0496	0.0056	210.5	8.2	211.0	23	520	110	-0.2	250	15	»	35	609	81
KN9-67.3	0.231	0.022	0.0339	0.0012	0.0506	0.0049	215.0	7.3	212.0	18	468	97	1.4	350	22	487	46	117	13
KN9-67.4	0.26	0.22	0.03294	0.00092	0.06	0.052	208.9	5.7	230.0	180	680	440	-9.2	125.7	7.5	71.2	6.9	13.9	5.9
KN9-67.5	0.24	0.062	0.0376	0.0016	0.044	0.011	240.0	11	212.0	51	280	130	13.2	202	5.8	103.4	3	36.7	5.7
KN9-67.6	0.247	0.029	0.0358	0.0013	0.0519	0.0059	226.5	8.3	224.0	23	600	130	1.1	286	20	94.8	9.3	35.9	4.6
KN9-67.7	0.214	0.019	0.03308	0.00096	0.0487	0.0044	210.7	5.8	195.0	16	440	110	8.1	246	24	88	8.3	27.5	2.3
KN9-67.8	0.222	0.021	0.03143	0.00096	0.0519	0.0051	199.4	6	204.0	18	524	77	-2.3	127.8	4.6	39.6	1.8	12.6	1.2
KN9-67.9	0.232	0.035	0.0323	0.0013	0.0521	0.0081	205.1	8	205.0	29	720	110	0.0	67.7	6.3	13.2	1.5	4.92	0.85
KN9-67.10	0.237	0.041	0.0356	0.0016	0.0481	0.0086	225.0	10	218.0	32	470	150	3.2	52.6	3.4	7.92	0.69	3.05	0.58
KN9-67.11	0.241	0.026	0.0334	0.0011	0.0537	0.0057	211.4	6.8	219.0	20	560	110	-3.5	111.3	7.5	15.03	0.43	4.52	0.41
KN9-67.12	0.252	0.062	0.0326	0.0017	0.053	0.011	207.0	11	220.0	47	610	300	-5.9	158	18	33.7	5.1	10.9	1.7
KN9-67.13	0.237	0.026	0.0332	0.0011	0.0514	0.0054	210.2	6.9	213.0	21	600	120	-1.3	93.3	7.8	16.3	1.8	4.57	0.58
KN9-67.14	0.231	0.026	0.033	0.0012	0.0494	0.0061	209.6	7.3	208.0	21	520	120	0.8	75.3	4.1	10.8	1.4	2.77	0.45
KN9-67.15	0.224	0.028	0.0327	0.001	0.0499	0.0062	207.4	6.6	204.0	23	496	89	1.7	65.8	5.2	8.03	0.45	2.28	0.28
KN9-67.16	0.255	0.07	0.034	0.0018	0.05	0.014	215.0	11	225.0	56	810	320	-4.4	65.2	4	9.73	0.69	2.44	0.7
VE9-40.1	0.249	0.057	0.0334	0.0022	0.048	0.012	212.0	14	205.0	45	1230	200	3.4	40.9	1.9	15.81	0.7	5.7	1.1
VE9-40.2	0.255	0.032	0.0348	0.0012	0.0517	0.0067	220.3	7.5	222.0	26	927	92	-0.8	75.6	3.3	19	1.2	5.5	0.9
VE9-40.3	0.226	0.032	0.0316	0.0011	0.051	0.0077	200.5	7	195.0	26	1060	120	2.8	97.7	4.9	35.3	2.2	12.2	1.2
VE9-40.4	0.248	0.056	0.0326	0.0021	0.064	0.015	208.0	13	202.0	44	1470	180	3.0	59.3	5	11.6	1.1	4.06	0.96
VE9-40.5	0.258	0.051	0.0321	0.0017	0.059	0.013	203.0	11	203.0	39	1460	160	0.0	61.7	3	15.3	1	6.34	0.95
VE9-40.6	0.276	0.071	0.0327	0.0025	0.073	0.019	207.0	16	216.0	53	1540	220	-4.2	77.5	3.1	16.18	0.73	6.7	1.4
VE9-40.7	0.247	0.054	0.0319	0.0019	0.058	0.013	202.0	12	210.0	43	1420	160	-3.8	117.9	6	25.9	1.7	7.4	1.5
VE9-40.8	0.241	0.043	0.0329	0.0014	0.0522	0.0093	209.1	8.6	202.0	34	1060	120	3.5	782	42	72.6	5.2	14.5	2.4
VE9-40.9	0.194	0.067	0.0341	0.0028	0.044	0.016	216.0	18	164.0	56	830	220	31.7	532	42	57.2	5.1	17.3	5
VE9-40.10	0.235	0.04	0.0317	0.0013	0.0556	0.0098	201.3	8.2	202.0	32	1260	150	-0.3	352	16	51.3	3.4	14.7	2
VE9-40.11	0.257	0.049	0.0321	0.0014	0.057	0.011	203.9	8.7	203.0	36	1500	180	0.4	286	13	57.6	2.6	19.5	2.7
VE9-40.12	0.254	0.075	0.031	0.0027	0.066	0.019	197.0	17	211.0	58	1540	290	-6.6	387	39	85	14	21.6	4.9
VE9-40.13	0.179	0.035	0.0318	0.0012	0.0405	0.0081	202.4	7.4	147.0	28	1230	120	37.7	205	7.3	47.1	1.6	12.6	1.7
VE9-40.14	0.23	0.052	0.0319	0.0016	0.054	0.012	204.0	10	200.0	42	1040	180	2.0	298	11	63.8	4.2	16	3.5

Примечание. D — величина дискордантности между $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастaми. Н.п.о. — ниже уровня определения.

* Значения изотопных отношений и возрастa не корректировались на обыкновенный свинец, поскольку содержания ^{204}Pb ниже уровня определения.

** Определения полуколичественные.

Время измерения фона составляло 30 с, время измерения образца — 40 с, время промывки между измерениями — 15 с, диаметр лазерного пятна при абляции — 25 мкм. Измерения проводились при частоте импульсов лазера 10 Гц и плотности энергии лазера в пятне 8.5 Дж·см². Транспортирующим газом служил гелий. Прибор настраивали на максимум сигналов Pb и U и величину ThO/Th отношения менее 0.5 %. Система стыковки абляционной камеры с источником индуктивно связанной плазмы оснащена встроенным устройством усреднения сигналов.

В качестве внешнего стандарта использовался циркон Plešovice с принятым возрастом 337.13 ± ± 0.37 млн лет [Sláma et al., 2008], измерения которого выполнялись в начале и конце рабочей сессии и между сериями замеров; после каждой серии замеров из 10 или менее точек проводилось по два замера стандарта. Независимый контроль правильности результатов выполнен по циркону FC-5z из габбро Дулута [Paces, Miller Jr., 1993]. Обработка результатов измерений осуществлялась с помощью программы Iolite [Hellstrom et al., 2008; Paton et al., 2011], использующей методы статистической обработки программы VizualAge [Petrus, Kamber, 2012]. Поправка результатов измерений на обыкновенный свинец не проводилась из-за отсутствия необходимости. Наилучшие оценки возрастa для каждого образца соответствуют средневзвешенным значениям, рассчитанным по величинам $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. При построении графиков применялась программа ISOPLOT/Ex 4.15 [Ludwig, 2001].

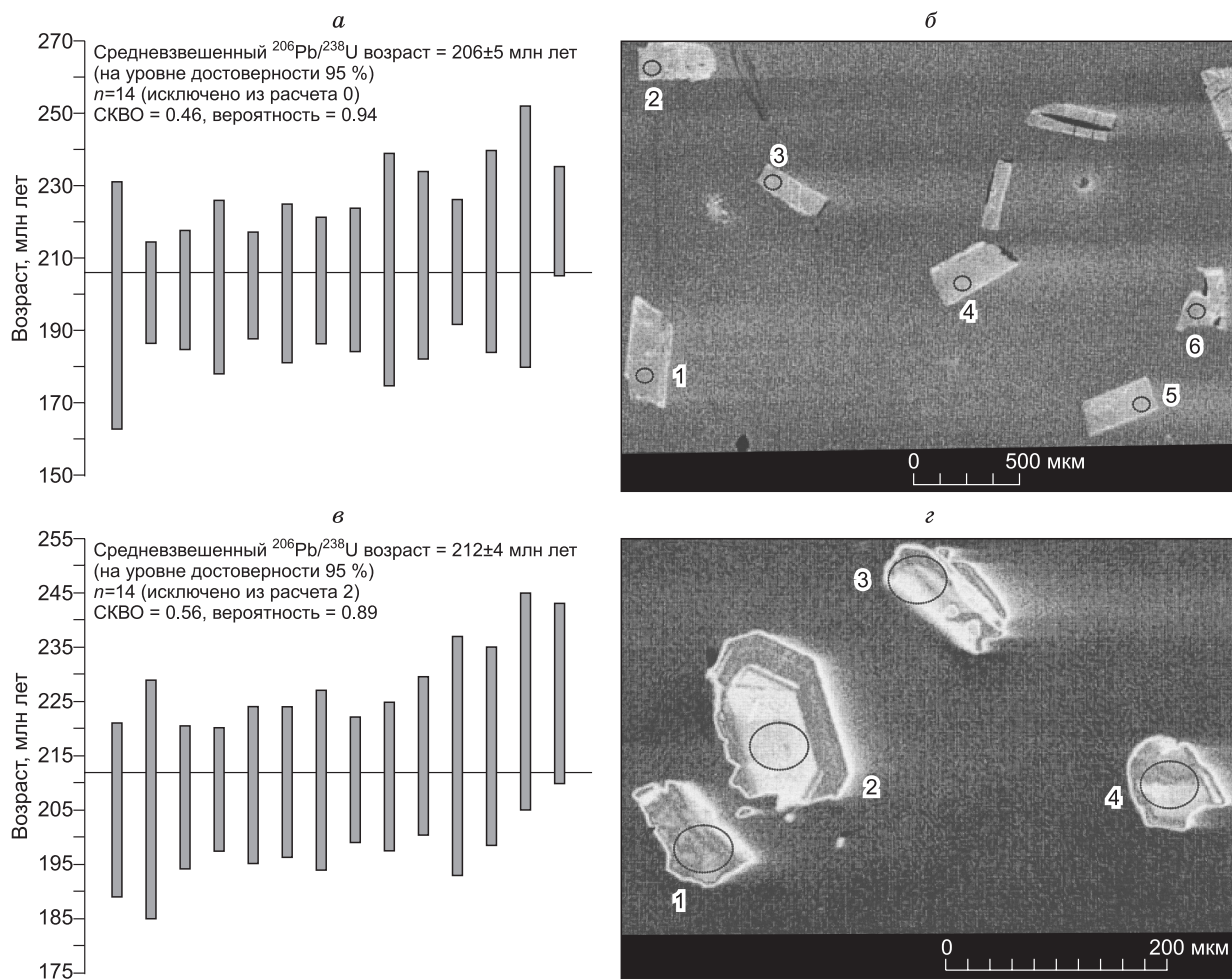


Рис. 3. Средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты цирконов из магматических пород кымынейвеемской свиты (**а, в**) и катодолуминесцентные изображения цирконов (**б, з**):

а, б — из туфа средней толщи, обр. VE9-40; **в, з** — из долерита верхней толщи, обр. KN9-67. Возрасты, рассчитанные по величине $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения единичного замера, показаны с неопределенностью 2σ . Сплошная линия — средневзвешенное значение возраста. Цифры на частях **б, з** отвечают номеру зерна, указанному в табл. 2.

Значения изотопных отношений и возрастов приведены с неопределенностью 2σ в табл. 2 и на рис. 3, **а, в**. Катодолуминесцентные изображения цирконов показаны на рис. 3, **б, з**. Цирконы из долерита верхней толщи зональны, но не имеют ядер; цирконы из туфа нижней—средней толщи однородны. Средневзвешенные U-Pb возрасты цирконов составляют 212 ± 4 млн лет (норий) для долерита (обр. KN9-67) из силла верхней толщи кымынейвеемской свиты и 206 ± 5 млн лет (поздний норий—рэт) для туфа (обр. VE9-40) нижней—средней толщи.

ПЕТРОГРАФИЯ

Породы нижней—средней толщи

Брекчиевые плагиоклазовые микропорфировые базальты — породы с петрографически однотипными обломками и цементирующей их матрицей (рис. 4, **а**). Обломки базальтов размером от первых сантиметров до 1—3 мм, как правило, имеют угловатые очертания; их количество варьирует от 3—5 до 90 %. Порфировые вкрапленники представлены короткотаблитчатыми и длиннопризматическими плагиоклазами размером до 0.5 мм и псевдоморфозами амфибола по зернам неопределенного минерала призматического габитуса размером до 0.2—0.3 мм. Плагиоклаз замещается альбитом, хлоритом и минералом группы эпидота. Амфибол, замещающий темноцветный минерал вкрапленников, имеет интенсивный плеохроизм от изумрудно-зеленого до травяно-зеленого. Основная масса базальтов сложена игольчатыми микролитами плагиоклаза (и продуктами его метаморфического замещения) и мелкими

субидиоморфными зернами ильменита и магнетита (титаномагнетита?) в матриксе хлорита и минерала группы эпидота. Зерна ильменита и магнетита размером до 0.1 мм образуют сростания. Магнетит частично замещен сфеном. Акцессорные минералы представлены зернами сульфидов микронного размера. Структура базальтов, слагающих матрикс и обломки в породе, микропорфировая, содержание порфировых вкрапленников не превышает 2—3 %; структура основной массы микролитовая.

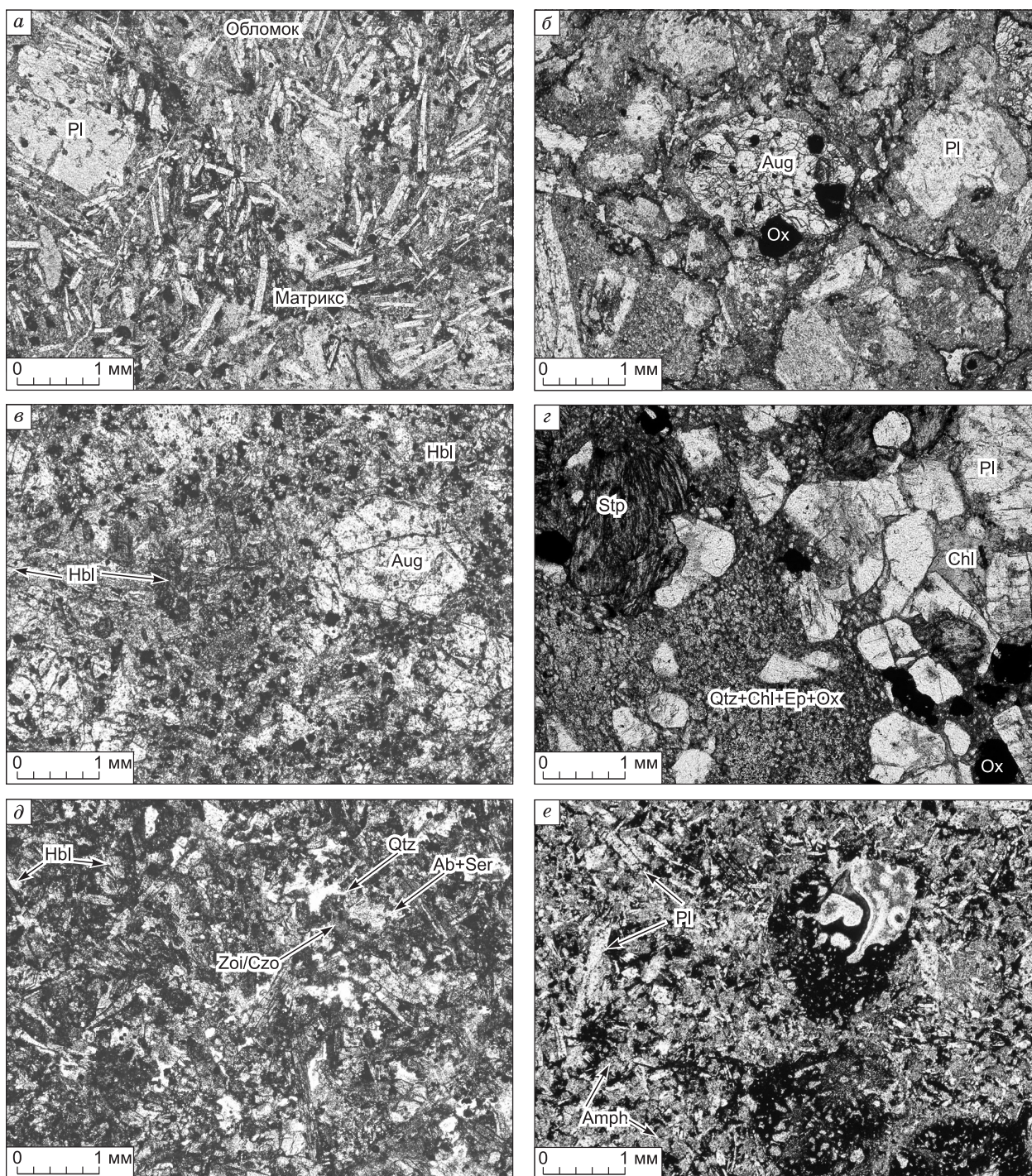


Рис. 4. Микрофотографии типичных пород.

a — лавобрекчия базальтов (обр. VE9-44), нижняя—средняя толща; *б* — авгит-плагиоклазовый порфировый базальт (обр. VE9-48), нижняя—средняя толща; *в* — авгит-порфировый базальт (обр. KN9-61), нижняя—средняя толща; *г* — туф (обр. VE9-41), нижняя—средняя толща; *д* — лампрофир (обр. KN9-65), верхняя толща; *е* — миндалекаменный базальт (обр. KN9-66), верхняя толща. Обозначения минералов: Ab — альбит, Amph — амфибол, Aug — авгит, Chl — хлорит, Ep — минерал группы эпидота, Hbl — роговая обманка, Ox — оксиды железа-титана, Pl — плагиоклаз, Qtz — кварц, Ser — серицит, Stp — стилипномелан, Zoi/Czo — цоизит/клиноцоизит.

Авгит-плагиоклаз-порфиновые базальты (см. рис. 4, б) — породы, содержащие до 30 % вкрапленников, преимущественно плагиоклаза. Плагиоклаз вкрапленников слагает таблитчатые кристаллы размером от 0.2—0.3 до 2 мм; замещается агрегатом альбита, хлорита и минерала группы эпидота. Клинопироксен образует единичные порфиновые вкрапленники призматического габитуса размером около 1 мм. Ильменит, содержание которого в породе составляет 2—3 %, образует субидiomорфные зерна размером до 2 мм; встречается в сростаниях со сфеном. Основная масса сложена мелкими игольчатыми лейстами плагиоклаза (и продуктами его метаморфического преобразования) размером 0.01—0.02 мм, хлоритом, мелкими зернами ильменита и сфеном. Структура породы микропорфировая, структура основной массы микролитовая.

Авгит-порфировый базальт (см. рис. 4, в). Порфиновые вкрапленники в породе, содержание которых составляет не менее 30 %, представлены авгитом с тонкими оторочками роговой обманки. Вкрапленники — оптически-зональные призматические кристаллы размером 1—2 мм, частично замещенные амфиболом и хлоритом. Основная масса сложена субидiomорфными зернами авгита размером 0.01—0.05 мм, мелкими лейстами и таблитчатыми зернами плагиоклаза и продуктами его замещения, призматическими зернами роговой обманки и мелкими зернами ильменита и сфена. Плагиоклаз замещен агрегатом зерен альбита и минерала группы эпидота. Интерстиции между минералами основной массы выполнены хлоритом. Миндалины выполнены карбонатом, хлоритом и сульфидами. Акцессорные минералы представлены сульфидами и апатитом. Текстура породы миндалекаменная, порфировая, структура основной массы апоинтерсертальная.

Туфы литокристаллокластические — неравномерно-зернистые породы, содержащие кристаллокласты, лапилли и вулканические бомбы размером от 2—3 мм до 6—15 см в основной массе зерен кварца размером до 0.01—0.02 мм, хлорита, минерала группы эпидота и оксидов железа-титана, среди которых отчетливо различим ильменит (см. рис. 4, г). Литокласты представлены вулканитами (как средними—кислыми плагиоклаз-порфировыми, так и основными), кристаллокласты — таблитчатым плагиоклазом (размером от 0.1 до 2.5 мм), псевдоморфозами стильпномелана(?) с магнетитом по минералу неясного состава (размером 1—3 мм), субидiomорфными зернами ильменита (размером до 0.5 мм) и реже гломеропорфировыми сростаниями этих минералов. Центральные части зерен плагиоклазов обычно замещены агрегатами зерен альбита, хлорита, минерала группы эпидота и серицита.

Породы верхней толщи

Лампрофир — порода, сложенная идиоморфными длиннопризматическими зернами роговой обманки длиной до 1.5 мм и таблитчатыми зернами плагиоклаза размером до 0.3—0.7 мм в основной массе хлорита, карбоната, кварца, ильменита и титаномагнетита (см. рис. 4, д). Роговая обманка плеохроирует от буро-коричневой до светло-желтой, зерна оптически зональны. Зерна плагиоклаза в центральных частях замещены альбитом и агрегатом карбоната и хлорита. Титаномагнетит частично замещен сфеном. Присутствует также акцессорный апатит.

Плагиоклаз-авгитовые порфиновые миндалекаменные базальты. Единичные порфиновые вкрапленники, содержание которых в породе не превышает 5 %, представлены авгитом и плагиоклазом (размером до 0.5 мм). Вкрапленники авгита содержат единичные включения первичной роговой обманки. Август псевдоморфно замещается амфиболом. Основная масса сложена мелкими игольчатыми и футлярорвидными лейстами плагиоклаза, псевдоморфозами актинолита по субидiomорфным зернам авгита, сохранившимся только в реликтах, и рассеянно-вкрапленными зернами ильменита и титаномагнетита, частично замещенного сфеном. Интерстиции между зернами минералов основной массы выполнены хлоритом и эпидотом (см. рис. 4, е). В интенсивно метаморфизованных образцах первичные минералы не сохраняются, при этом базальты сложены хлоритом, карбонатом, минералом группы эпидота, альбитом, ильменитом и магнетитом (или титаномагнетитом). Структура основной массы микролитовая.

Дайки и силлы

Долериты из нижней—средней и верхней толщ микроскопически похожи и описаны совместно. Это лейкократовые неравномерно-зернистые породы с долеритовой структурой, облик которых определяется наличием разноориентированных крупных (как правило, длиной до 2 см) идиоморфных псевдоморфоз альбита и минерала группы эпидота по игольчатому плагиоклазу и существенно более мелких (до 5 мм) субидiomорфных зерен клинопироксена или клинопироксена и роговой обманки. Темноцветные минералы частично замещены актинолитом и хлоритом; первичные минералы сохраняются только в виде реликтов. Основная масса между вкрапленниками выполнена цоизитом и хлоритом, а также кварцем и микрографическими сростаниями кварца и ортоклаза в наиболее дифференцированных разновидностях. Рудные минералы представлены идиоморфными зернами ильменита и титаномагнетита с ламеллями ильменита, а также акцессорными сульфидами. Титаномагнетит часто замещен сфеном. Зер-

на рудных минералов в долеритах верхней толщи содержат включения зерен силикатов — роговой обманки, псевдоморфоз хлорита и цоизита предположительно по плагиоклазу, а также кварца. В долеритах верхней толщи установлен также аксессуарный циркон. Зоны эндоконтакта долеритовых тел сложены мелко- и микрочернистыми микропорфировыми разновидностями, в направлении центральных частей тел зернистость пород значительно увеличивается.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД

Методика

Дробление проб проводилось с использованием щековой дробилки, истирание — в агатовой ступке агатовым пестиком. Содержания породообразующих элементов определялись в препаратах прессованных порошков рентгенофлуоресцентным методом на приборе Phillips PW-1600 в Институте геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ РАН, г. Москва). Калибровка прибора осуществлялась с использованием российских и международных [Jochum et al., 2005] стандартов, средняя величина стандартного отклонения измеренных содержаний оксидов по повторным измерениям внутренних стандартов приведена в табл. 3.

Содержания редких и рассеянных элементов в пробах измерялись на масс-спектрометрах с индуктивно связанной плазмой Finnigan Element XR в ГЕОХИ РАН и X-7, Thermo Scientific в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (ИПТМ РАН, г. Черноголовка).

В ГЕОХИ РАН препараты готовили по методике кислотного разложения с использованием микроволновой печи Mars-5. Калибровку чувствительности прибора осуществляли с помощью стандартных 68-элементных растворов (ICP-MS-68A, NPS A и B). Для учета приборного дрейфа применяли аттестованный эталон BCR-2, приготовленный в серии измеряемых образцов. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.01 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов до 0.1 нг/г для легких, погрешность анализа — 1—3 отн. %.

Методика пробоподготовки и анализа в Аналитическом центре ИПТМ РАН приведена в работе [Карандашев и др., 2007]. Подготовка природных проб проводилась путем кислотного вскрытия в открытой системе. Контроль качества измерений осуществлялся по стандартным образцам базальта (BHVO-2), андезита (AGV-2) и эссекситового габбро СГД-2А (ГСО 8670-2005), препараты которых готовились вместе с препаратами природных проб. Определение концентраций элементов в пробах выполнено с использованием эталонных растворов на основе многоэлементного стандарта ICP-MS-68. Пределы обнаружения элементов приведены в табл. 3.

Составы пород нижней—средней толщи

Валовые составы изученных пород приведены в табл. 3.

Составы лав и лавовых брекчий толщи отвечают базальтам (46.3—51.6 мас. % SiO_2 в пересчете на безводный остаток здесь и далее). Их магнезиальность ($\text{mg}\# = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{общ}})$) варьирует от 65 до 49; породы обнаруживают умеренные содержания титана (0.9—1.1 мас. % TiO_2) и высокие концентрации глинозема (13.3—18.4 мас. % Al_2O_3). Диапазон вариаций составов изученных базальтов в целом близок к приведенному в работе [Тынанкергав и др., 2011]. Долериты по составу соответствуют андезибазальтам (53.9—54.1 мас. % SiO_2) с $\text{mg}\# = 45—43$ и близки к составу андезибазальта из лавового потока, проанализированного в работе [Тынанкергав и др., 2011]. Долериты имеют высокие содержания глинозема (17.2—17.8 мас. % Al_2O_3) и умеренные содержания титана (1.2 мас. % TiO_2).

Содержания SiO_2 обнаруживают удовлетворительную корреляцию с $\text{mg}\#$ базальтов и андезибазальтов лавовых потоков и увеличиваются по мере уменьшения $\text{mg}\#$ этих пород и содержаний FeO (рис. 5). Базальты лавовых брекчий имеют повышенные концентрации FeO относительно лав потоков. Лавы потоков и брекчий показывают тенденции уменьшения содержаний TiO_2 и CaO и повышения концентраций Al_2O_3 и Na_2O по мере увеличения содержаний SiO_2 (см. рис. 5). Вариации K_2O в зависимости от SiO_2 незакономерные. Долериты даек имеют более высокие концентрации TiO_2 и FeO по сравнению с андезибазальтами лавовых потоков (см. табл. 3).

Базальты и долериты обнаруживают сходные мультиэлементные спектры (рис. 6, а). Породы обогатены Zr, Hf, тяжелыми РЗЭ и Y относительно базальтов срединно-океанических хребтов, обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba и Pb), а также Th, U и легкими РЗЭ относительно Nb, Ta, Zr, Hf и тяжелых РЗЭ, обнаруживают отрицательные аномалии Nb-Ta, Zr-Hf и Ti и положительные аномалии Sr и Eu при нормировании на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Величина $(\text{La}/\text{Yb})_N$ отношения составляет 3.2—3.5 в базальтах лавовых потоков, 2.4 в базальтах лавовых брекчий и 1.8—1.9 в долеритах даек.

Туфы по составу отвечают андезибазальту (55.2 мас. % SiO_2 при $\text{mg}\# = 42$) и высокомагнезиальному дациту (61.7 мас. % SiO_2 при $\text{mg}\# = 56$). На вариационных диаграммах содержаний Al_2O_3 , FeO,

Таблица 3.

Валовые составы изученных пород кымынйедемской свиты

Компо- нент	KN9-61	VE9-43	VE9-44	VE9-48	VE9-45	VE9-49	VE9-40	VE9-41	KN9-65	KN9-66	KN9-69	KN9-67	KN9-68	П.о.	Ст. откл.
	Нижняя—средняя толща								Верхняя толща						
SiO ₂ , мас. %	44.41	46.32	47.36	49.95	52.65	51.63	60.16	53.90	39.83	45.88	49.41	52.51	51.58	—	0.56
TiO ₂	0.90	1.01	1.06	0.87	1.18	1.14	0.47	0.50	1.74	2.89	2.91	2.46	2.42	—	0.03
Al ₂ O ₃	12.77	15.83	17.06	17.84	16.74	17.03	18.39	16.73	12.96	13.46	12.95	13.31	12.93	—	0.22
FeO	10.61	13.87	12.79	10.42	10.01	9.61	5.24	11.17	11.62	12.57	13.36	13.95	13.75	—	0.28
MnO	0.20	0.19	0.16	0.17	0.17	0.18	0.09	0.11	0.20	0.19	0.179	0.225	0.207	—	0.015
MgO	10.98	7.63	7.70	5.66	4.18	4.43	3.75	4.55	9.76	5.55	5.93	3.53	3.25	—	0.47
CaO	13.09	7.91	4.16	5.70	6.27	5.85	3.69	5.13	12.58	9.47	8.15	5.21	6.10	—	0.15
Na ₂ O	1.78	2.37	3.48	4.24	4.98	4.80	3.42	2.94	2.68	2.90	3.44	3.96	4.54	—	0.05
K ₂ O	0.98	0.99	3.30	1.71	0.90	0.88	2.14	2.47	0.23	0.91	0.57	0.76	0.23	—	0.05
P ₂ O ₅	0.26	0.19	0.13	0.23	0.25	0.22	0.21	0.22	0.35	0.27	0.288	0.825	0.751	—	0.011
П.п.п.	3.02	2.66	1.78	2.21	1.67	3.28	1.59	1.28	7.22	5.04	1.71	2.13	3.08	—	0.14
Сумма	99.00	98.97	98.98	99.00	99.00	99.05	99.16	99.00	99.16	99.13	98.89	98.88	98.83	—	—
mg#	64.9	49.5	51.8	49.2	42.7	45.1	56.1	42.1	60.0	44.0	44.2	31.1	29.6	—	—
Sc, г/г	58.3	34.5	32.0	34.2	34.2	37.4	6.5	6.5	27.7	34.5	—	—	—	0.2	—
V	300	374	461	264	325	319	67.9	70.3	235	339	380	128	147	0.9	—
Cr	440	19.4	9.1	27.1	54.4	61.6	28.6	26.4	522	59.2	126	40	25	0.8	—
Co	47.8	50.4	49.3	31.0	27.0	28.0	9.1	16.5	55.9	42.3	38	21	21	0.09	—
Ni	71.9	23.1	19.8	19.5	24.3	26.8	16.3	15.3	186	47.6	57	23	41	0.8	—
Cu	118	51.9	89.4	70.3	126	91.9	5.5	5.6	37.2	40.3	20	6	5	0.36	—
Zn	89.4	96.7	107	74.6	85.5	79.8	58.1	56.1	81.3	115	110	143	136	0.7	—
Rb	26.0	60.4	132	59.1	23.3	21.8	48.7	90.1	1.9	44.0	19	11	4	0.05	—
Sr	401	316	280	591	426	565	510	622	347	272	266	161	103	0.07	—
Y	15.2	24.0	14.5	18.0	20.6	22.5	11.4	8.3	17.5	32.6	34	67	60	0.02	—
Zr	34.5	31.9	37.4	57.3	37.7	42.0	48.6	31.5	131	159	124	269	169	0.06	—
Nb	1.6	1.1	1.1	1.9	2.9	2.5	3.2	3.1	27.8	29.6	25.6	63.4	57.0	0.02	—
Cs	2.4	7.2	61.1	20.0	3.9	3.6	11.5	13.7	1.4	30.6	—	—	—	0.005	—
Ba	242	157	156	374	168	354	255	168	65.7	105	94	233	135	0.03	—
La	6.8	7.9	5.3	8.3	5.4	5.7	10.5	11.7	21.6	22.9	18.9	51.3	44.8	0.01	—
Ce	17.1	20.6	16.3	21.6	15.1	15.4	25.0	27.1	46.1	54.3	43	123	107	0.01	—
Pr	2.4	3.2	2.6	3.2	2.3	2.3	3.2	3.3	5.5	6.8	5.8	15.3	13.6	0.005	—
Nd	12.3	16.3	13.1	15.6	11.5	11.7	13.4	14.3	23.6	30.2	27	69	61	0.02	—
Sm	3.3	4.3	3.5	4.0	3.5	3.5	3.0	3.2	5.4	7.3	6.6	15.1	13.6	0.006	—
Eu	1.1	1.4	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2	1.7	2.3	2.05	4.29	3.94	0.006	—
Gd	3.5	4.8	3.6	4.0	4.0	4.1	2.7	2.7	5.0	7.6	7.0	15.7	14.2	0.006	—
Tb	0.51	0.73	0.55	0.60	0.68	0.69	0.41	0.39	0.73	1.1	1.13	2.44	2.17	0.003	—
Dy	2.9	4.3	3.3	3.4	4.1	4.2	2.3	2.0	3.6	6.5	6.3	12.9	11.6	0.008	—
Ho	0.57	0.88	0.64	0.69	0.85	0.86	0.49	0.37	0.67	1.24	1.18	2.37	2.06	0.005	—
Er	1.6	2.6	1.8	2.0	2.4	2.5	1.4	0.95	1.7	3.2	3.2	6.5	5.6	0.003	—
Tm	0.22	0.34	0.24	0.27	0.32	0.33	0.21	0.12	0.22	0.42	0.39	0.80	0.66	0.002	—
Yb	1.3	2.2	1.5	1.7	2.0	2.0	1.4	0.67	1.3	2.7	2.5	4.8	4.4	0.03	—
Lu	0.22	0.33	0.22	0.24	0.28	0.28	0.21	0.10	0.18	0.36	0.31	0.66	0.53	0.007	—
Hf	1.20	1.2	1.3	1.6	1.1	1.2	1.31	0.98	3.2	4.04	3.9	6.7	4.7	0.01	—
Ta	0.23	0.10	0.090	0.18	0.19	0.30	0.26	0.22	1.9	1.90	1.31	2.74	2.53	0.02	—
Pb	1.4	2.5	3.1	3.9	2.2	3.3	4.3	3.3	1.2	1.7	1.81	1.13	1.31	0.05	—
Th	0.61	0.45	0.42	0.91	0.31	0.33	2.1	1.9	2.2	2.0	1.47	4.56	2.83	0.01	—
U	0.32	0.50	1.80	0.64	0.16	0.21	0.79	0.15	1.0	0.79	0.26	1.35	0.77	0.003	—

Примечание. В образцах KN9-67, KN9-68, KN9-69 содержания примесных элементов определены в ГЕОХИ РАН, в остальных образцах — в ИПТМ РАН. П.о. — предел обнаружения (Аналитический центр ИПТМ РАН). Ст. откл. — средняя величина стандартного отклонения содержаний при повторных измерениях внутренних стандартов (ГЕОХИ РАН).

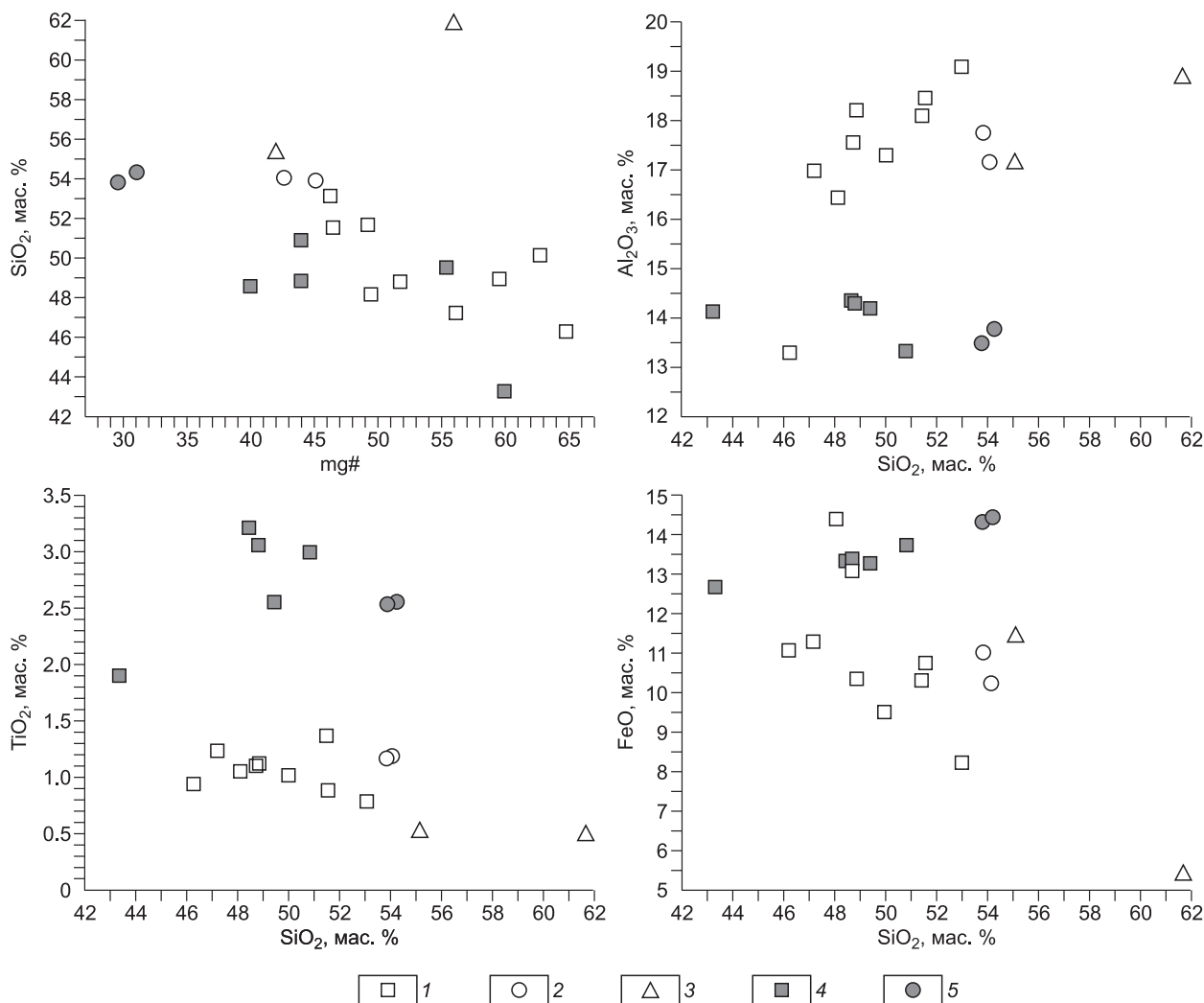


Рис. 5. Вариации некоторых главных породообразующих элементов в зависимости от $mg\#$ пород и содержаний SiO_2 , демонстрирующие различия составов пород нижней—средней и верхней толщ кымынейвеемской свиты.

При построении использованы данные из табл. 3 и из работы [Тынанкергав и др., 2011]. 1—3 — нижняя—средняя толща: 1 — лавы и лавобрекчии, 2 — дайки, 3 — туфы; 4, 5 — верхняя толща: 4 — лавы, 5 — силлы.

TiO_2 от SiO_2 (см. рис. 5) точки составов туфов расположены ниже тренда составов базальтов и андезит-базальта лавовых потоков и брекчий. На многоэлементных графиках (см. рис. 6, б) туфы обнаруживают близкий с базальтами характер распределения наиболее несовместимых литофильных элементов (от Rb до Sm), но значительно более низкие нормированные содержания тяжелых РЗЭ (от Gd до Lu) и Y. Специфическими чертами геохимии изученного кислого туфа являются высокие значения отношений $(La/Yb)_N = 11.8$ и $Sr/Y = 75$, обусловленные низкими содержаниями в породе Yb (0.67 г/т) и Y (11 г/т).

Составы пород верхней толщи

Базальты толщи имеют магнезиальность $mg\# = 44$ (интервал магнезиальности этих пород, по данным работы [Тынанкергав и др., 2011], несколько шире, 40—50) и характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (3.0—3.1 мас. %), FeO (12.6—13.8 мас. %) и умеренными содержаниями Al_2O_3 (13.3—14.3 мас. %). Состав лампрофира отличается низким содержанием кремнезема при высокой магнезиальности (43 мас. % SiO_2 при $mg\# = 60$), умеренно высокими содержаниями TiO_2 (1.9 мас. %) при умеренном содержании Al_2O_3 (14.1 мас. %). Долериты по составу отвечают кварцевым габбро-диоритам (53.9—54.3 мас. % SiO_2), характеризуются низкой магнезиальностью ($mg\# = 30$ —31), высокими содержаниями TiO_2 (2.5 мас. %), FeO (14.4 мас. %) и умеренными содержаниями Al_2O_3 (13.5—13.8 мас. %) и P_2O_5 (0.8—0.9 мас. %).

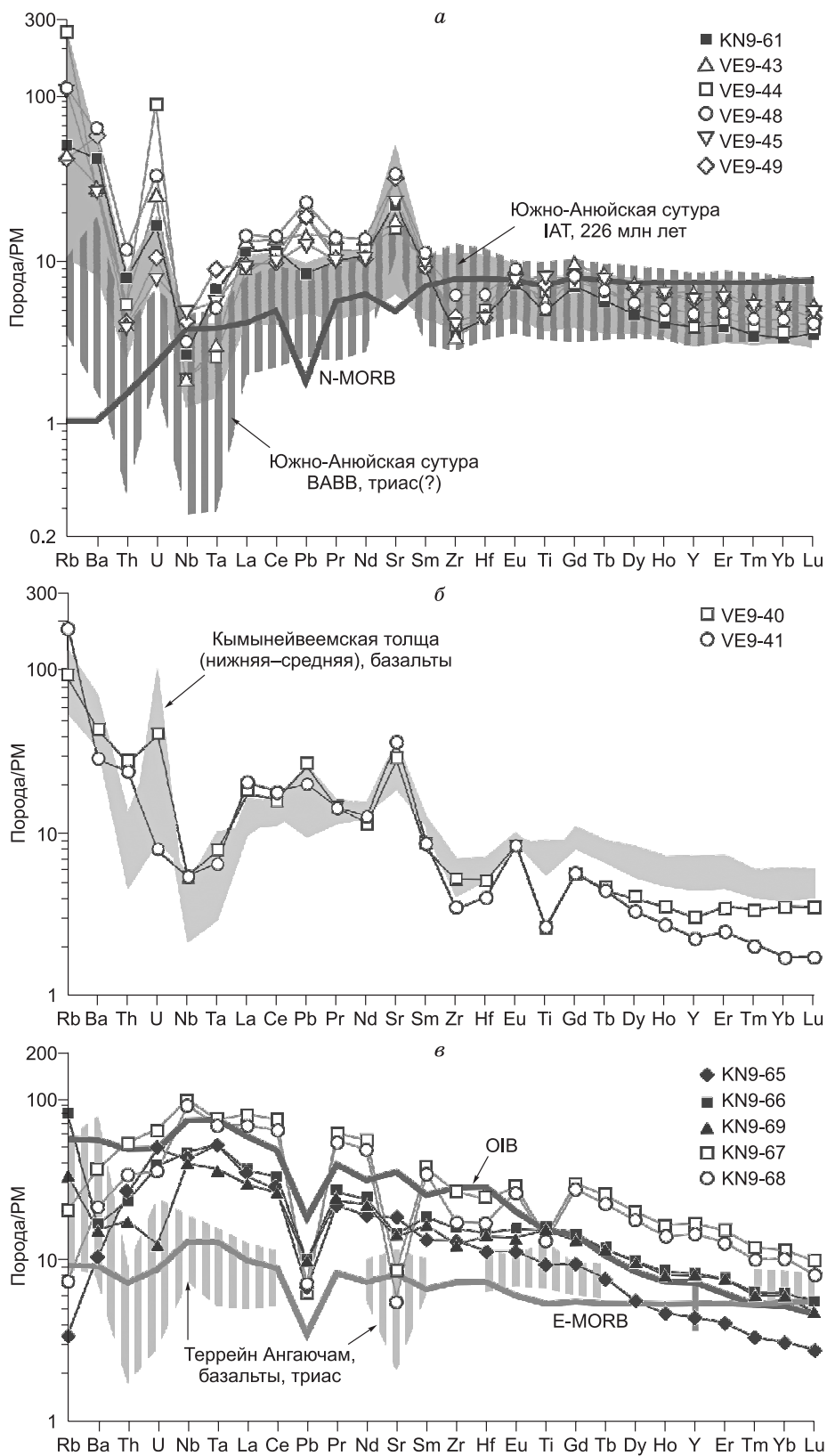


Рис. 6. Мультиэлементные спектры пород кымынейвеемской свиты.

а — базальтовые лавы, лавобрекчии и долериты даек нижней—средней толщи; *б* — туфы нижней—средней толщи; *в* — базальты, лампрофир и долериты верхней толщи. Для сопоставления приведены составы базальтов среднего—позднего триаса из террейнов обрамления микроплиты Арктической Аляски—Чукотки [Pallister et al., 1989; Ганелин, 2011].

Породы лавовых потоков и долериты даек обнаруживают закономерные изменения составов в зависимости от содержания в них кремнезема (см. рис. 5). По мере увеличения концентраций SiO_2 содержания TiO_2 возрастают от лампрофира к базальтам и затем понижаются в долеритах, содержания Al_2O_3 , FeO и Na_2O растут, а концентрации MgO и CaO падают. Вариации содержаний K_2O и P_2O_5 от магнезиальности пород несогласованные.

Базальты, лампрофир и долериты имеют похожие мультиэлементные спектры (см. рис. 6, в). Для них характерны обогащенные спектры с отрицательными аномалиями Pb и Sr и понижением нормированных содержаний Th , Ba и Rb относительно Nb (в базальте такое понижение отмечается только для Th и Ba). Кроме того, в составах долеритов проявлены отрицательные аномалии Ti и Zr-Hf . Величина $(\text{La/Yb})_N$ отношения составляет 5.0—5.8 в базальтах, 11.2 в лампрофире и 6.8—7.2 в долеритах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация составов пород нижней—средней толщи

Базальты лавовых потоков, лавовых брекчий и долериты даек, вероятно, являются когенетичными породами. Вариации содержаний большинства породообразующих элементов в них могут быть объяснены фракционированием из расплава клинопироксена (падение содержаний FeO , MgO и CaO по мере повышения содержаний SiO_2) и оксидов железа-титана (уменьшение содержаний FeO и TiO_2 по мере повышения содержаний SiO_2). Лавы, лавовые брекчии и долериты даек обнаруживают одинаковые мультиэлементные спектры, а аномалии (положительные Sr и Eu и отрицательная Ti) согласуются с аккумуляцией плагиоклаза в породах и фракционированием из расплава оксидов железа-титана.

Серийная принадлежность лав, лавовых брекчий и долеритов даек однозначно не устанавливается, поскольку содержания щелочных элементов, прежде всего калия, обнаруживают несогласованные вариации. На диаграмме TAS [LeMaitre et al., 1989] фигуративные точки составов базальтов и андезитобазальтов находятся в поле пород нормальной щелочности и субщелочной серий, на диаграмме SiO_2 — K_2O [LeMaitre et al., 1989] — в поле умеренно-К и высоко-К серий. Ввиду этого отнесение лав и лавовых брекчий нижней—средней толщи к трахибазальтам и трахиандезитам [Тынанкергав и др., 2011], т. е. к вулканитам щелочной серии, не представляется вполне обоснованным. Существенно, что опубликованные данные хорошо согласуются с полученными нами, при этом как описанные в работе [Тынанкергав и др., 2011], так и изученные нами породы не содержат калиевых полевых шпатов и биотита, присущих трахибазальтам. Метаморфизм лав, лавовых брекчий и долеритов даек, проявленный в замещении стекла хлоритом, первичных плагиоклазов — альбитом, хлоритом и минералом группы эпидота и клинопироксена — кальциевым амфиболом, является вероятной причиной подвижного поведения щелочных элементов в этих породах.

Форма мультиэлементных спектров и направленность изменения составов пород при кристаллизации указывают на близость изученных базальтов к надсубдукционным вулканитам. На диаграммах La—Y—Nb [Cabanis, Lecolle, 1989] и Th—Hf—Ta [Wood et al., 1980] фигуративные точки составов изученных базальтов располагаются в поле перекрытия составов базальтов островодужной толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 7, а) или в поле вулканитов известково-щелочной серии (см. рис. 7, б). На тех же диаграммах фигуративные точки составов долеритов даек смещены в поле базальтов задуговых бассейнов (см. рис. 7, а) и в поле составов E-MORB и внутриплитных толеитов (см. рис. 7, б), что, по-видимому, является артефактом ввиду вероятного присутствия в долеритах кумулятивных титаномагнетита и ильменита. Характер соотношения нормированных на примитивную мантию содержаний элементов в базальтах и долеритах ($\text{Nb} = \text{Ta} < \text{Zr} = \text{Hf} < \text{Y} =$ тяжелые РЗЭ) позволяет предполагать плавление источника мантии, геохимически близкого к источнику мантии расплавов MORB [Pearce, Parkinson, 1993], переработанного привнесенными компонентами субдуцировавшей литосферной плиты (обогащение Rb , Ba , Th , U , Pb и легкими РЗЭ).

Туфы также обнаруживают геохимические черты, типичные для вулканических пород надсубдукционного происхождения. Кластический материал туфов содержит наряду с бомбами и лапиллями базальтов редкие литокласты лав среднего—кислого состава и обильные псевдоморфозы стильпномелана и магнетита, которые не были установлены в изученных лавах, лавовых брекчиях и долеритах даек толщи. Источник лав среднего—кислого состава неясен.

Таким образом, анализ геохимии изученных пород нижней—средней толщи позволяет сделать вывод, что базальты, долериты и туфы несут признаки надсубдукционных магм.

Интерпретация составов пород верхней толщи

Изученные породы верхней толщи обнаруживают черты геохимии, типичные для внутриплитных щелочных базальтов [Hofmann, 2003]. Базальты и долериты, вероятно, являются когенетичными порода-

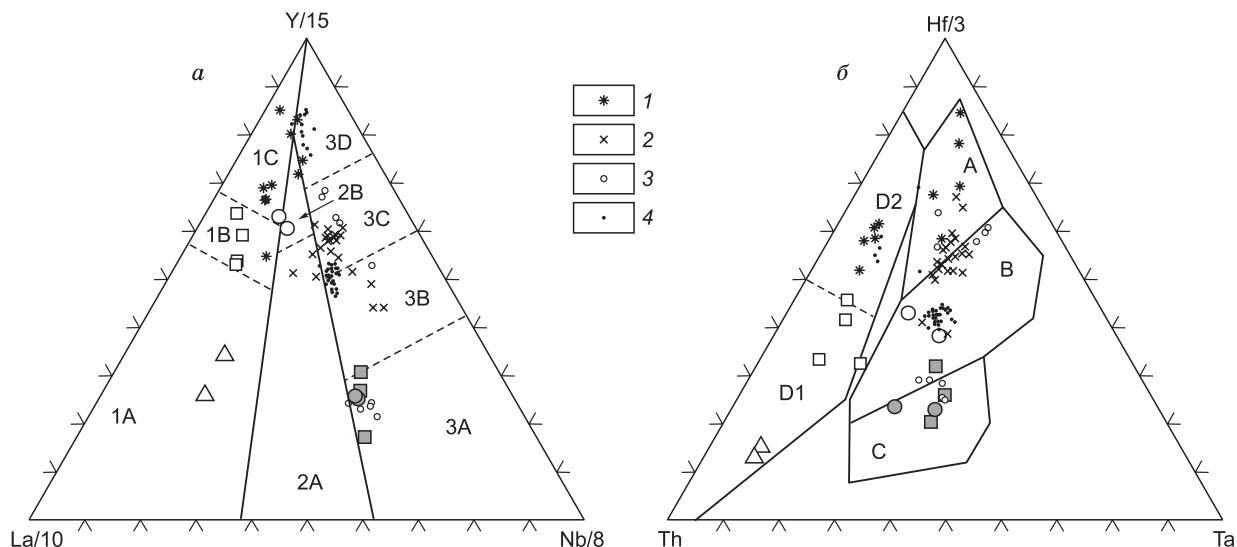


Рис. 7. Составы пород кымынейвеемской свиты на петротектонических диаграммах.

a — диаграмма La—Y—Nb [Cabanis, Lecolle, 1989]: поля: 1A—1C — базальты вулканических дуг (1A — известково-щелочной серии, 1C — островодужной толеитовой серии, 1B — область их перекрытия); 2A — континентальные базальты, 2B — базальты задуговых бассейнов; 3A — щелочные базальты континентальных рифтов, 3B — обогащенные E-MORB, 3C — слабообогатенные E-MORB, 3D — N-MORB. *б* — диаграмма Th—Hf—Ta [Wood, 1980]: поля: A — N-MORB, B — E-MORB и внутриплитные толеитовые базальты, C — внутриплитные щелочные базальты, D — вулканы островных дуг (D1 — известково-щелочной серии, D2 — островодужной толеитовой серии). Для сравнения на диаграммы нанесены составы вулкаников среднего—позднего триаса Южно-Анхойской зоны [Ганелин, 2011] (1) и террейнов Ангаючам [Pallister et al., 1989] (2), Кэш Крик [Lapierre et al., 2003] (3) и Врангелия [Greene et al., 2009] (4). Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.

ми, на что указывают вариации петрогенных элементов и идентичность мультиэлементных спектров (см. рис. 6, в). Когенетичность лампрофиров с базальтами и долеритами не исключена, но однозначно не установлена. Вариации содержаний главных породообразующих элементов в зависимости от содержаний кремнезема согласуются с фракционированием из расплава роговой обманки, плагиоклаза и оксидов железа-титана, что в целом соответствует петрографическим наблюдениям. При этом составы пород на диаграмме TAS не ложатся в поле пород щелочной серии, что, по-видимому, обусловлено выносом из пород калия при их метаморфизме. С этим согласуется наблюдаемое замещение стекла хлоритом, а плагиоклазов — альбитом, хлоритом и минералом группы эпидота. Однако реликтов калиевых минералов, характерных для вулкаников щелочных серий, в изученных образцах установлено не было.

Геодинамическая интерпретация данных

Результаты проведенного исследования показывают, что отложения нижней—средней и верхней толщ кымынейвеемской свиты формировались практически одновременно. Накопление отложений нижней—средней толщи происходило в конце нория—рэта, на что указывает U-Pb возраст магматических цирконов туфов (206 ± 5 млн лет), согласующийся с находками фауны позднего нория в туфах этих толщ [Тынанкергав, Бычков, 1987]. Формирование отложений верхней толщи происходило в среднем—позднем нории, о чем свидетельствует U-Pb возраст магматических цирконов из долеритов (212 ± 4 млн лет), когенетичных базальтам лавовых потоков. Этот возраст не противоречит находкам радиоларий раннемезозойского облика в кремнистых отложениях толщи [Тынанкергав, Бычков, 1987].

Несмотря на близость возрастов, проявления вулканизма в нижней—средней и верхней толщах геохимически различны. Базальты, долериты и туфы нижней—средней толщи обнаруживают геохимические метки, типичные для магм надсубдукционных обстановок. Лампрофиры, базальты и долериты верхней толщи по геохимии похожи на внутриплитные лавы щелочной серии. Неопределенность геологических соотношений между нижней—средней и верхней толщами позволяет предложить по меньшей мере два возможных геодинамических сценария для позднего нория—рэта, отдать предпочтение одному из которых пока не представляется возможным.

Сценарий 1. Накопление нижней—средней и верхней толщ происходило на пространственно удаленных участках. Нижняя—средняя толща представляет собой фрагмент островной дуги (или сопряженного с дугой задугового бассейна); верхняя — фрагмент океанического плато (с неопределенным типом литосферы) или вулканического поднятия.

Сценарий 2. Накопление нижней—средней и верхней толщ происходило в одной геологической структуре над зоной субдукции. При этом проявление внутриплитного вулканизма могло отражать нарушение сплошности погружавшейся литосферной плиты (как это установлено в областях погружения срединно-океанического хребта, механического обрыва плиты на ее краю или разрыва на глубине).

Региональные и возрастные корреляции

Проявления среднепозднетриасового магматизма в структурах южного обрамления микроплиты Арктической Аляски—Чукотки описаны в Южно-Аньюйской зоне на Западной Чукотке [Ганелин, 2011] и в террейне Ангаючам на Аляске [Pallister et al., 1989].

В Южно-Аньюйской зоне они представлены дайками диабазов, габбро-диабазов и базальтов Атамановского и Алучинского массивов. Их возраст оценивается в 226 млн лет по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматической роговой обманки из диабазов Атамановского массива [Бондаренко и др., 2004]. Диабазы, габбро-диабазы и базальты даек — породы толеитовой серии, состав которых отвечает базальтам задуговых бассейнов (N-MORB со слабопроявленными надсубдукционными метками) и островодужным толеитам. Предполагается, что формирование даек происходило в окраинно-морском бассейне, сопряженном с зоной субдукции [Ганелин, 2011]. По сравнению с триасовыми диабазами, габбро-диабазы и базальтами Атамановского и Алучинского массивов Южно-Аньюйской зоны исследованные базальты и долериты Вельмайского террейна, обнаруживающие надсубдукционные геохимические метки, имеют более молодой возраст (206 ± 5 млн лет, данное исследование). При близком вероятном составе мантийного источника, отвечающего по геохимии источнику базальтов COX [Pearce, Parkinson, 1993], эти породы показывают различную интенсивность и/или различные механизмы привноса элементов (флюид и/или расплав), обуславливающих надсубдукционную геохимическую метку. В частности, сравниваемые породы имеют различные величины отношений Th/Nb и $(\text{La}/\text{Yb})_N$, в которых Th интерпретируется как маркер детритовой компоненты поглощаемых в зоне субдукции осадков, а La — как маркер континентального сноса осадочного материала [Plank, Langmuir, 1998]. Величины Th/Yb отношения составляют 0.11—0.13 в долеритах и 0.38—0.48 в базальтах Вельмайского террейна, 0.03—0.10 в базальтах задугового бассейна и 0.25—0.30 в островодужных толеитах Южно-Аньюйской зоны. Величины $(\text{La}/\text{Yb})_N$ отношения варьируют в диапазоне 1.8—1.9 в долеритах и 2.4—3.5 в базальтах Вельмайского террейна, 0.6—0.9 в базальтах задугового бассейна и 1.3—2.4 в островодужных толеитах Южно-Аньюйской зоны. Данные о возрасте и составе вулканитов и субвулканических пород не исключают возможности формирования надсубдукционных пород Южно-Аньюйской зоны и Вельмайского террейна в пределах окраинно-морского бассейна и сопряженной с ним островной дуги.

В тектонических пластинах террейна Ангаючам верхнетриасовые толщи, включающие вулканиты внутриплитного типа, отнесены к офиолитовому комплексу, в состав которого входят также юрские и палеозойские толщи базальт-кремнистых пород, амфиболитов, габбро и перидотитов. Толщи верхнего триаса сложены подушечными базальтами, гиалокластитами, туфами базальтов, туфогенными и радиоляриевыми кремнями и прорваны силлами и дайками диабазов и микрогаббро. Кремни как из межподушечного заполнения лав, так и залегающие на лавах содержат радиолярии среднего—позднего триаса. Базальты по составу отвечают толеитам и обнаруживают геохимическое сходство с базальтами океанических плато [Pallister et al., 1989]. Толщи среднего—позднего триаса террейна Ангаючам интерпретируются как фрагменты океанического плато, аккретированного к дуге Куокук и затем вместе с толщами дуги к окраине континента [Lapierre et al., 2003].

Акретированные фрагменты океанического плато установлены также в террейнах Кэш Крик и Врангелия [Greene et al., 2009] в Канаде. Внутриплитные лавы толщ позднего триаса террейна Кэш Крик представлены щелочными базальтами и исландитами, по геохимии отвечающими базальтам океанических островов, а также внутриплитными толеитами [Lapierre et al., 2003]. Базальты и долериты террейна Врангелия являются внутриплитными толеитами и пикритами [Greene et al., 2009]. Эти проявления внутриплитного магматизма датируются интервалом 225—232 млн лет [Greene et al., 2009] и 216—227 млн лет [Carlisle, Suzuki, 1974]. Изученные нами внутриплитные базальты и долериты наиболее близки по геохимии к поздне-триасовым щелочным базальтам террейна Кэш Крик и могли быть частью крупного океанического плато.

Отдельным аспектом проблемы являются возможные соотношения пермотриасового—раннетриасового и поздне-триасового магматизма Чукотки и связи последнего со структурами Чукотского микроконтинента. Совместное рассмотрение триасовых магматических пород и того, и другого возрастного интервала позволяет допускать возможную связь и тех, и других с крупной магматической провинцией Сибири [Desta et al., 2015]. Но так ли это? Проявления пермотриасового (252 ± 4 млн лет [Ledneva et al., 2011]) — раннетриасового магматизма (240 ± 4 млн лет, неопубликованные данные авторов) представлены силлами и дайками габброидов аньюйского комплекса, геохимически сходными с платобазальтами

толеитовой серии крупной магматической провинции Сибири [Гельман, 1963; Ольшевский, 1980; Ledneva et al., 2011, 2014]. Габброиды анюйского комплекса повсеместно приурочены только к шельфовым терригенным толщам чехла Чукотского микроконтинента, а разновозрастные эффузивные аналоги этих пород до сих пор не установлены. Более молодые поздне триасовые проявления внутриплитного магматизма связаны с разрезами другого литологического типа [Косыгин и др., 1974; Воеводин и др., 1978; Тынанкергав, Бычков, 1987; Тынанкергав и др., 2011], а средне- и поздне триасовые терригенные отложения чехла лишены разновозрастных им магматических пород. Таким образом, надежных геологических оснований для предположения о возможной связи поздне триасового внутриплитного магматизма с перм триасовым—ранне триасовым и вообще с Чукотским микроконтинентом нет.

В целом результаты исследования поздне триасового магматизма Вельмайского террейна могут быть интерпретированы в рамках существующих геодинамических реконструкций, разработанных для времени 230—163 млн лет [Nokleberg et al., 1998], 210 млн лет [Parfenov et al., 2010] и 210—180 млн лет [Бондаренко, 2004], несмотря на их существенные различия. Тем не менее, на наш взгляд, наилучшим образом эти результаты согласуются с реконструкцией работы [Parfenov et al., 2010].

ВЫВОДЫ

Верхне триасовые кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи (кымынейвеемская свита) Чукотского полуострова, рассматриваемые в составе Вельмайского террейна, представлены пространственно разбросанными толщами близкого возраста с проявлениями магматизма разных геохимических типов — надсубдукционного и внутриплитного.

Магматические породы нижней—средней толщи кымынейвеемской свиты представлены базальтовыми лавами, лавобрекчиями и долеритами даек, а также туфами андезибазальтового и дацитового состава с надсубдукционными геохимическими характеристиками. U-Pb возраст магматических цирконов туфов соответствует концу нория—рэту (206 ± 5 млн лет) и интерпретируется как время проявления надсубдукционного магматизма. Возраст цирконов согласуется с палеонтологическими определениями возраста туфов [Тынанкергав, Бычков, 1987]. Магматические породы верхней толщи представлены когенетичными базальтами, лампрофирами и долеритами. По геохимии породы близки к щелочным внутриплитным лавам. U-Pb возраст магматических цирконов долеритов отвечает норию (212 ± 4 млн лет) и принимается за время проявления внутриплитного магматизма. Геологические соотношения между нижней—средней и верхней толщами неясны, что позволяет предлагать разные возможные геодинамические сценарии образования толщ кымынейвеемской свиты.

Авторы статьи признательны С.Д. Соколову (ГИН РАН) и проф. А. Ишиватари (Центр исследований северо-востока Азии, университет Тохоку, Япония) за оказание поддержки в организации и проведении полевых исследований 2009 г. на Чукотском полуострове, а также участникам полевых работ А.В. Моисееву (ГИН РАН), проф. Я. Хаясака (университет Хиросимы, Япония) и С. Мачи (университет Канававы, Япония). Авторы статьи выражают признательность И.А. Рощиной (ГЕОХИ РАН), Я.В. Бычкову (ИГЕМ РАН) и В.К. Карандашеву (ИПТМ РАН) за проведение аналитических определений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00031), ведущей научной школы 14.740.11.0190 и Swedish Research Council grant (В.Л. Пиис).

ЛИТЕРАТУРА

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 249—290.

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ГИН РАН, 2004, 46 с.

Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Мезозойский эвгеосинклинальный комплекс Чукотского полуострова // Геотектоника, 1978, № 6, с. 101—109.

Ганелин А.В. Геохимия и геодинамическое значение дайковых серий алучинского офиолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область, Северо-Восток России) // Геохимия, 2011, т. 49, № 7, с. 690—712.

Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика, 1963 (2), с. 127—134.

Геология СССР / Ред. А.В. Сидоренко. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М., Недра, 1970, кн. 1, 548 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. II, 334 с.

Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А., Лежнев А.Е., Носенко С.В., Золотарева Н.И., Москвина И.Р. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов, 2007, т. 73, № 1, с. 12—22.

Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков И.Г., Соловьев В.А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканогенных поясов // Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4, с. 885—888.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника, 2013, т. 47, № 1, с. 3—35.

Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоиде Северо-Востока СССР // Тихоокеанская геология, 1985, № 5, с. 33—41.

Лычагин П.П., Бялобжевский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеевского габбро-норитового массива, Южно-Ануйская складчатая зона. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991, 45 с.

Ольшевский В.М. Дифференциация диабазовых силлов в Ануйской складчатой зоне // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1980, № 25, с. 32—60.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника, 1993, № 1, с. 68—78.

Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) // Под ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляра. СПб., ВСЕГЕИ, 2009, 268 с.

Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР, 1987, т. 296, № 3, с. 698—700.

Тынанкергав Г.А., Ланецкая Т.А., Бычков Ю.М. Стратиграфия и петрография верхнетриасовых терригенно-кремнисто-вулканогенных отложений на западе Чукотского полуострова // Вестн. СВНЦ ДВО РАН, 2011, № 3, с. 29—36.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 1989, Series II, v. 309, p. 2032—2029.

Carlisle D., Suzuki T. Emergent basalt and submergent carbonate-clastic sequences including the upper Triassic Dilleri and Welleri zones on Vancouver Island // Can. J. Earth Sci., 1974, v. 11, p. 254—279.

Churkin M.Jh., Whitney J.W., Rogers J.F. The North American-Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region / Ed. D.C. Howell. Earth Science Series I., Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Emergency and Mineral Resources, 1985, p. 79—84.

Desta M.T., Ishiwatari A., Machi S., Arai S., Tamura A., Ledneva G.V., Sokolov S.D., Moiseev A.V., Bazylev B.A. Petrogenesis of Triassic gabbroic and basaltic rocks from Chukotka, NE Russia: Eastern end of the «arc-type» Siberian LIP? // J. Mineral. Petrol. Sci., 2015, v. 110, p. 249—275.

Greene A., Scoates J.S., Weis D., Nixon G.T., Kieffer B. Melting history and magmatic evolution of basalts and picrites from the accreted Wrangellia oceanic plateau, Vancouver Island, Canada // J. Petrol., 2009, v. 50, p. 467—505.

Hellstrom J., Paton C., Woodhead J., Hergt J. Iolite: software for spatially resolved LA-(quad and MC) ICPMS analysis // Mineral. Ass. Can. Short Course Series, 2008, v. 40, p. 343—348.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements // Treatise on Geochemistry. V. 2. The mantle and core / Ed. R.W. Carlson. Amsterdam, Elsevier, 2003, p. 61—101.

Jochum K.P., Nohl U., Herwig K., Lammel E., Stoll B., Hofmann A.W. GeoReM: A new geochemical database for reference materials and isotopic standards // Geostand. Geoanal. Res., 2005, v. 29, p. 333—338.

Lapierre H., Bosch D., Tardy M., Struik L.C. Late Paleozoic and Triassic plume-derived magmas in the Canadian Cordillera played a key role in continental erupt growth // Chem. Geol., 2003, v. 201, p. 55—89.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic evolution of the Bering shelf — Chukchi Sea — Arctic margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Geol. Soc. Amer. Special Paper 360, 2002, p. 333—358.

Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sci., 2011, v. 40, p. 737—745.

Ledneva G.V., Bazylev B.A., Layer P.W., Ishiwatari A., Sokolov S.D., Kononkova N.N., Tikhomirov P.L., Novikova M.S. Chapter 5: Intra-plate gabbroic rocks of Permo-Triassic to Early-Middle Triassic dike-and-sill province of Chukotka (Russia) // ICAM VI: Proceedings of the International conference on Arctic margins VI, Fairbanks, Alaska, May 2011 / Eds. D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston. St. Petersburg, VSEGEI, 2014, p. 115—156.

LeMaitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks / Ed. R.W. LeMaitre. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K., 1989, 193 p.

Loney R.A., Himmelberg G.R. The Kanuti ophiolite, Alaska // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, № B11, p. 15869—15900.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. Berkeley Geochronology Centre Special Publication № 1a, 2001, 56 p.

Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*, 2006, v. 25, p. 1—19.

Nokleberg W.J., West T.D., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Bundtzen T.K., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Ratkin V.V., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Diggles M.F., Eremin R.A., Fujita K., Gordey S.P., Gorodinskiy M.E., Goryachev N.A., Feeny T.D., Frolov Y.F., Grantz A., Khanchuk A.I., Koch R.D., Natalin B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W. Jr., Plafker G., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.V., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L. Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. U.S. Geological Survey Open-File Report 98-136, 1998, 1 CD-ROM.

Paces J.B., Miller J.D. Jr. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, № B8, p. 13997—14013.

Pallister J.S., Budahn J.R., Murchey B.L. Pillow basalts of the Angayucham terrane: Oceanic plateau and island crust accreted to the Brooks Range // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, № B11, p. 15901—15923.

Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terranes analysis and accretion in northeast Asia // *The Islands Arc*, 1993, v. 2, № 1, p. 35—54.

Parfenov L.M., Berzin N.A., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril S.I., Khanchuk A.I., Kirillova G.L., Kuz'min M.I., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Obolenskiy A.A., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Scotese C.R., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., Yan H. Chapter 9. Tectonic and metallogenic model for Northeast Asia // *Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia* / Ed. W.J. Nokleberg. Geol. Survey Prof. Paper 1765, U.S. 2010, p. 9-1—9-55.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. Atom. Spectrom.*, 2011, v. 26, № 12, p. 2508—2518.

Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1993, v. 76, № 1, p. 373—403.

Petrus J.A., Kamber B.S. VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2012, v. 36, № 3, p. 247—270.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325—394.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Sauders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian traps large igneous province: Implication for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, № 1—2, p. 9—20.

Shephard G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth Sci. Rev.*, 2013, v. 124, p. 148—183.

Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249, № 1—2, p. 1—35.

Sokolov S.D., Ledneva G.V., Tuchkova M.I., Luchitskaya M.V., Ganelin A.V., Verzhbitsky V.E. Chukchi Arctic continental margins: tectonic evolution, link to the opening of the Amerasia Basin // ICAM

VI: Proceedings of the International conference on Arctic margins VI, Fairbanks, Alaska, May 2011 / Eds. D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston. St. Petersburg, VSEGEI, 2014, p. 97—113.

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

Wirth K.R., Bird J.M., Blythe A.E., Handing D.J. Age and evolution of western Brooks Range ophiolites, Alaska: Results from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology // Tectonics, 1993, v. 12, № 2, p. 410—432.

Wood D.A. The application of a Th-Ta-Hf 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., 1980, v. 50, p. 11—30.

*Рекомендована к печати 28 августа 2015 г.
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию
26 марта 2015 г.*