

**ВОЗРАСТ, ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОЧНИКИ
ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД УДУРЧУКАНСКОГО АРЕАЛА
(ПРИАМУРЬЕ)**

А.А. Чащин^{1,4}, А.А. Сорокин², В.А. Лебедев³, М.Г. Блохин¹

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: achashchin@mail.ru

²ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Релочный пер. 1, г. Благовещенск, 675000

³ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017

⁴ФГАОУВПО Дальневосточный федеральный университет, пос. Аякс-10, корпус 12, Инженерная школа о. Русский, г. Владивосток, 690922

Поступила в редакцию 22 января 2015 г.

В статье представлены новые минералого-петрографические, геохимические и изотопно-геохронологические данные для кайнозойских трахиандезибазальтов Удурчуканского вулканического ареала (Приамурье), расположенного на водораздельной части рек Урил, Мутная, Хинган. На основании уже опубликованных геохронологических данных и полученных новых калий-аргоновых датировок возраст трахиандезибазальтов рассматривается как среднемиоценовый (18.9–17.1 млн лет). По петрогеохимическим особенностям изученные трахиандезибазальты подразделяются на две группы, различающиеся по содержанию MgO, TiO₂, P₂O₅, а также Sr, Ba, Nb, Ta и LREE, что, по-видимому, связано с разной степенью метасоматической переработки мантийных источников и их плавления. По распределению редких элементов, а также их межэлементным отношениям сделан вывод о близости трахиандезибазальтов Удурчуканского ареала к породам внутриплитного происхождения, а также об участии в их петрогенезисе обогащенной литосферной мантии, ранее претерпевшей флюидный метасоматоз.

Ключевые слова: трахиандезибазальты, минералогия, геохимия, Удурчуканский вулканический ареал, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

В позднем кайнозое в пределах континентальной части Центральной и Восточной Азии происходило интенсивное формирование автономных вулканических областей, объединяемых в Центрально-Азиатскую и Дальневосточную субпровинции (рис. 1), отличающихся структурным контролем проявления вулканизма [16]. Благодаря исследованиям последних лет [2, 10, 12, 16 и др.], многие вопросы вещественного состава кайнозойского вулканизма, хронологии его проявления в регионе были решены. Однако до сих пор отсутствует единая точка зрения на состав магматических источников, что, в определенной степени, связано с недостаточной изотопно-геохимической изученностью. Для Дальневосточной субпровинции современные аналитические данные имеются только для кайнозойских вулканических

полей Сихотэ-Алиня и Южного Приморья [6, 8–12]. Для разновозрастных вулканических образований, расположенных в глубине континента российской части субпровинции, петрологическая информация практически отсутствует. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, нами было выполнено минералогическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование кайнозойских вулканических пород Удурчуканского вулканического ареала (Приамурье), относящегося к категории наименее изученных. В качестве главного объекта исследования были выбраны магматические образования основного состава, которые являются наиболее информативными как при решении вопросов, связанных с составом мантийных источников, так и при реконструкции геодинамических обстановок проявления магматической деятельности.

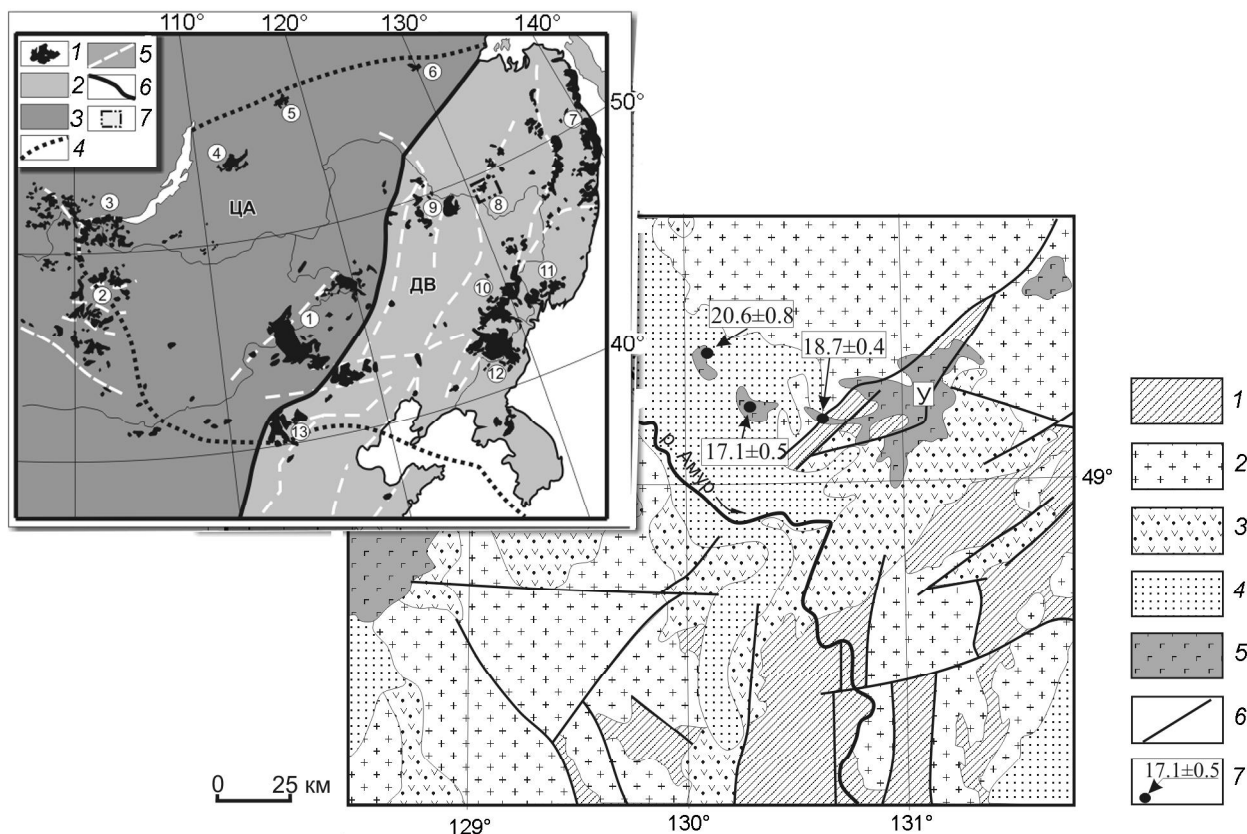


Рис. 1. Геологическая позиция кайнозойских вулканических пород Удурчуканского ареала. Составлена по [3] с дополнениями авторов.

1 – кембрийские терригенные, терригенно-карбонатные, а также условно докембрийские метаморфические комплексы; 2 – палеозойские и раннемезозойские гранитоиды; 3 – меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы; 4 – кайнозойские рыхлые отложения; 5 – неогеновые базальты, андезибазальты; 6 – разломы; 7 – местоположение образцов с К-Аг датировками, млн лет. Буквой У обозначен Удурчуканский ареал.

На врезке показана схема кайнозойских вулканических полей Центральной и Восточной Азии. Составлена по [16].

1 – лавовые поля; 2 – территория Дальневосточной субпровинции; 3 – территория Центрально-Азиатской субпровинции; 4 – граница Амурской плиты, по [7]; 5 – разломы; 6 – граница между Центрально-Азиатской (ЦА) и Дальневосточной (ДВ) субпровинциями; 7 – район исследований. Цифры в кружках – вулканические области и районы: 1 – Дариганга, 2 – Южно-Хангайская, 3 – Южно-Байкальская, 4 – Витимская, 5 – Удоканская, 6 – Токинского Становика, 7 – Совгаванский, 8 – Удурчуканский, 9 – Удалянчи, 10 – Цинбоху-Муданьцзяньский, 11 – Шкотовско-Шуфанский, 12 – Чанбайшаньский, 13 – Ханнуоба.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Удурчуканский ареал включает в себя вулканический покров, развитый на водораздельной части рек Урил, Мутная, Хинган, фрагменты которого прослеживаются в северо-западном направлении до бассейна р. Архара. Покров интенсивно расчленен речными долинами, в силу чего имеет сложную форму. В тектоническом отношении он приурочен к зоне долгоживущего глубинного Хинганского разлома северо-восточного простирания. Первоначально вулканические и вулканогенно-осадочные породы, слагающие Удурчуканский ареал, выделялись в качестве «андезит-базальтовой толщи» (Павлов, 1993 г.), позднее, в результате геолого-съёмочных работ эта

толща была выделена С.Н. Добкиным (2000 г.) в удурчуканскую свиту. Излившиеся лавы свиты залегают с угловым несогласием как на домезозойских метаморфических породах Малохинганского террейна (урильская свита), так и на мезозойских магматических образованиях Хингано-Олонойской вулканической зоны (обманийский комплекс).

По данным [4], свита сложена андезибазальтами, трахиандезибазальтами, базальтами, андезитами, туффитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и галечниками. Вулканогенно-осадочные породы литифицированы слабо, иногда литификация отсутствует. По результатам буровых работ в строении разрезов свиты устанавливается четыре лавовых потока мощ-

ностью 4–27 м, разделенных прослоями вулканогенно-осадочных пород. В основании покровов иной раз отмечаются линзы галечников (до 10 м) и вулканических стекол. Максимальная мощность удурчуканской свиты достигает 180 м.

Известные к настоящему времени результаты определения абсолютного возраста эффузивов Удурчуканского ареала, в целом, отвечают полученным ранее определениям миоценового возраста по данным спорово-пыльцевого анализа межбазальтовых туфогенно-осадочных слоев (Павлов, 1993 г.). Так, полученные для андезибазальтов калий-аргоновые датировки колеблются в пределах 18.6–22.6 млн лет и соответствуют первой половине миоцена (Васькин, 1998 г.). Непосредственно в Удурчуканском вулканическом поле базальтоиды налегают на глины с ранне-среднемиоценовыми палинокомплексами. Нами было проведено дополнительное К-Аг датирование трахиандезибазальтов западного фланга Удурчуканского ареала. Полученные датировки (17.1–18.9 млн лет) подтвердили среднемиоценовый возраст этих магматических образований, что значительно древнее возраста трахибазальтов, расположенных в междуречье рек Бурья-Архара-Урил – 9 млн лет [5]. Андезиты, получившие распространение в пределах северо-западного фланга вулканического поля, согласно полученным нами данным, были сформированы 20.6 млн лет назад (табл. 1).

С учетом новой информации о возрасте и особенностях распределения петрогенных оксидов и микроэлементов в базальтоидах Удурчуканского вулканического ареала исследуемые породы были подразделены нами на две группы: первая – трахиандезибазальты-I с возрастом 18.9 ± 0.4 млн лет и вторая – трахиандезибазальты-II с возрастом 17.1 ± 0.5 млн лет.

К сожалению, плохая обнаженность территории и недостаточное число искусственных выработок являются причиной того, что нет однозначного ответа о взаимоотношениях между обнаруженными потоками трахиандезибазальтов обеих групп.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы породообразующих и аксессуарных минералов стекла основной массы определялись с использованием рентгеновского микроанализатора JXA-8100 в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, аналитики: Н.И. Екимова, Г.Б. Молчанова).

Содержания петрогенных оксидов определены рентгенофлуоресцентным методом в ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики: А.А. Зеневич, Е.В. Ушакова), а измерения REE и редких элементов выполнены методом ICP-MS в ИТиГ ДВО РАН, (г. Хабаровск, аналитики: А.В. Штарева, Л.С. Бокоренко).

Изотопное (К-Аг) датирование вулканических пород проведено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по валовым пробам пород. Содержание радиогенного ^{40}Ar в образцах определялось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ (СЭЛМИ, Украина) методом изотопного разбавления с моноизотопом ^{38}Ar в качестве трассера; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы международные значения констант распада и распространенности изотопов калия. Значения возрастов приведены с погрешностью $\pm 2\sigma$.

Определение изотопного состава кислорода в породах было проведено в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, аналитики: Н.П. Коновалова, Е.С. Ермоленко). Анализируемые пробы весом 2–3 мг нагревались инфракрасным CO_2 -лазером в атмосфере паров BrF_5 , после чего выделенный кислород очищали методом криогенного разделения, химическим методом с использованием KBr . Содержание изотопов кислорода анализировали на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT-252 с использованием двойной системы напуска. Калибровка метода проведена по лабораторным и международным стандартам (NBS-28). Точность измерения для $\delta^{18}\text{O}$ составляет не менее $\pm 2\text{‰}$.

Таблица 1. Результаты определения К-Аг возраста пород Удурчуканского вулканического ареала.

№ п.п.	Образец	Порода	Координаты		Калий, мас. %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г)	Возраст, млн лет
			Широта	Долгота			
1	С-998-1	трахиандезибазальт	49°12'16.0"	130°42'10.4"	2.65	3.446	18.7 ± 0.4
2	С-1000	трахиандезибазальт	49°14'39.6"	130°38'03.5"	1.27	1.670	18.9 ± 0.6
3	С-1001	трахиандезибазальт	49°14'39.6"	130°38'03.5"	2.29	2.721	17.1 ± 0.5
4	Арх-2	андезит	-	-	0.67	0.972	20.6 ± 0.8

Примечание. 1–2 – трахиандезибазальты первой группы; 3 – трахиандезибазальт второй группы; 4 – образец андезита отобран на северо-западном фланге Удурчуканского ареала. Местоположение образцов см. на рис. 1.

той формы, отвечающие по составу гиперстену или феррогиперстену (табл. 2). Для минерала характерна зональность прямого типа ($En_{65.76}Fs_{29.87}$ – в центральной части и $En_{28.38}Fs_{68.16}$ – в краевой части).

Оливин (Ol) встречается преимущественно в плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых разновидностях. Он представлен мелкими, реже крупными кристаллами (до 1 мм в поперечнике) короткопризматической, округлой или изометричной формы, отвечает по составу хризолиту или гиалосидериту ($Fo_{80.7-71.6}$). Для большинства вкрапленников оливина свойственна зональность нормального типа ($Fo_{80.7-75.5}$ – для центральных и $Fo_{75.1-73.0}$ – для краевых частей минерала). В основной массе он встречается в виде микролитов или скелетных кристаллов, имеющих обычно гиалосидеритовый состав ($Fo_{69.3-64.9}$), реже гортонолитовый ($Fo_{40.1-45.3}$). Довольно часто вкрапленники оливина содержат твердофазные включения хроммагнетита.

Рудные минералы присутствуют главным образом в основной массе, где они представлены мелкими изометричными и таблитчатыми кристаллами титаномагнетита, реже ильменита и иногда – зернами хроммагнетита, который встречается только в плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых трахиандезибазах.

Геохимическая характеристика. По содержанию щелочей (табл. 3) все изученные вулканы относятся к умеренно-щелочной серии, располагаясь на диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ в поле трахиандезибазальтов (рис. 2). По величине отношения Na_2O/K_2O они обладают калиево-натриевой специализацией (1.17–2.34), а по содержанию глинозема принадлежат к высокоглиноземистым разновидностям ($al = 1.06-1.20$). Как уже упоминалось ранее, среди рассматриваемых пород по особенностям составов можно выделить две группы: трахиандезибазальты-I и трахиандезибазальты-II.

Трахиандезибазальты-I обладают следующими вещественными характеристиками: умеренные содержания MgO (4.34–5.25 мас. %) и высокие величины коэффициента магнезиальности $Mg \# = Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 56-60$ (рассчитано в атомных количествах), а также повышенные концентрации оксидов титана ($TiO_2 = 1.60-1.70$ мас. %) и фосфора ($P_2O_5 = 0.30-0.46$ мас. %). Помимо этого, им присущи умеренно-повышенный уровень содержания оксида калия, который меняется в интервале от 1.63 до 3.13 мас. %. Геохимической особенностью этих пород являются высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (Sr, Rb, Ba, Cs) и некоторый дефицит в отношении высокозарядных элементов (Th, U). Распределения редкоземельных элементов (REE) в трахиан-

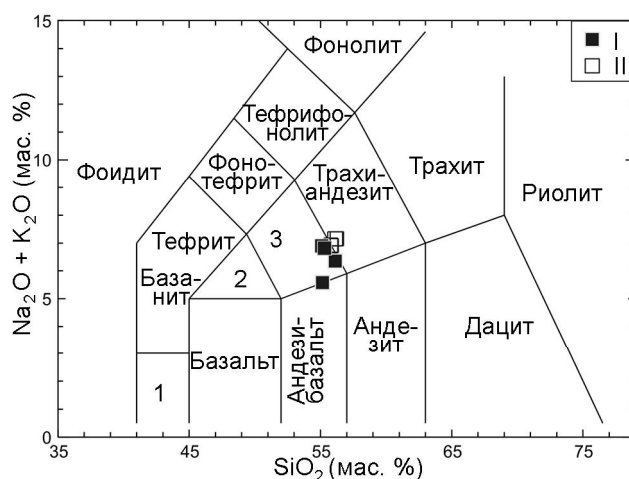


Рис. 2. Классификационная диаграмма $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ [18] для позднекайнозойских вулканических пород Удурчуканского ареала.

Цифрами обозначены поля: 1 – пикробазальты; 2 – трахибазальты; 3 – базальтовые трахиандезиты. I–II – вулканические породы: I – трахиандезибазальты первой группы, II – трахиандезибазальты второй группы. Содержания петрогенных оксидов пересчитаны на сухой остаток.

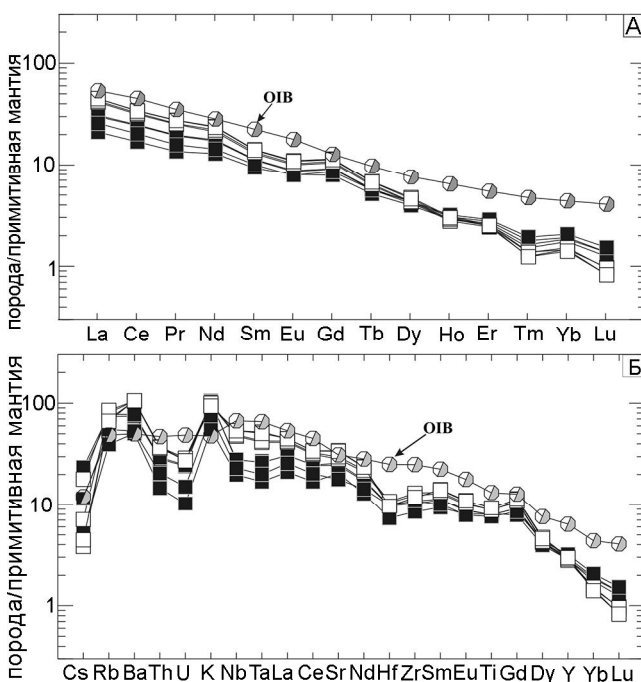


Рис. 3. Концентрации редкоземельных (А) и несовместимых (Б) элементов, нормированных к примитивной мантии [24], в позднекайнозойских вулканических породах Удурчуканского ареала.

Условные обозначения см. на рис. 2. Состав базальтов океанических островов (OIB) показан по работе [24].

Таблица 3. Петрохимический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав позднекайнозойских вулканических пород Удурчуканского ареала.

	C-998	C-998/1	C-1000	C-1000/1	C-999	C-1001	C-1001/1	C-999/1
	Первая группа				Вторая группа			
SiO ₂	54.32	54.30	53.76	54.58	54.45	54.32	55.44	54.56
TiO ₂	1.70	1.68	1.71	1.60	1.94	1.87	1.88	1.97
Al ₂ O ₃	15.78	15.60	15.93	15.21	15.89	15.67	16.03	15.76
Fe ₂ O ₃	9.08	9.09	9.81	10.02	9.12	8.91	8.80	9.16
MnO	0.12	0.12	0.12	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10
MgO	5.25	5.20	4.83	4.34	4.02	3.86	4.19	3.99
CaO	5.98	5.97	6.51	5.86	5.62	5.50	5.51	5.73
Na ₂ O	3.67	3.64	3.81	4.00	4.01	4.10	4.09	3.99
K ₂ O	3.13	3.05	1.63	2.22	2.75	2.83	2.97	2.76
P ₂ O ₅	0.46	0.45	0.33	0.30	0.64	0.59	0.60	0.64
п.п.п.	0.52	0.90	1.56	1.69	1.47	2.17	0.39	1.28
Σ	100.00	99.98	99.99	99.94	99.99	99.92	99.99	99.94
V	92.09	95.86	90.36	86.16	87.53	87.31	89.97	85.48
Cr	119.21	116.27	96.80	79.59	66.85	92.14	103.33	65.44
Co	23.13	23.15	24.22	23.11	22.02	21.61	21.74	22.19
Ni	69.19	68.85	68.88	60.78	58.99	69.12	69.45	59.48
Rb	46.21	48.52	24.53	34.26	43.31	49.70	53.45	41.46
Sr	513.54	534.32	420.35	367.72	704.12	581.48	624.85	699.82
Y	12.82	13.32	12.68	14.17	13.35	12.42	13.00	13.28
Zr	113.72	120.15	92.43	119.65	128.61	135.02	144.67	129.73
Nb	19.12	19.72	13.84	16.00	37.56	32.92	34.52	37.47
Cs	0.67	0.74	0.17	0.36	0.12	0.22	0.57	0.14
Ba	514.87	532.91	345.44	361.24	719.87	707.75	727.88	724.82
La	20.32	20.79	14.23	17.24	30.23	27.53	28.97	30.18
Ce	42.78	43.46	29.38	35.05	59.29	54.22	57.05	59.18
Pr	5.29	5.35	3.68	4.27	7.44	6.75	7.00	7.41
Nd	23.11	23.52	17.12	18.92	31.58	28.03	29.63	31.22
Sm	4.90	4.96	4.06	4.37	6.17	5.58	5.88	6.09
Eu	1.43	1.46	1.31	1.29	1.82	1.63	1.71	1.79
Gd	5.34	5.39	4.58	4.94	6.72	6.06	6.36	6.60
Tb	0.60	0.61	0.54	0.59	0.72	0.65	0.68	0.71
Dy	3.01	3.11	2.84	3.10	3.40	3.02	3.13	3.31
Ho	0.47	0.49	0.46	0.51	0.49	0.44	0.47	0.48
Er	1.25	1.30	1.19	1.34	1.21	1.13	1.18	1.18
Tm	0.12	0.13	0.11	0.14	0.10	0.09	0.10	0.09
Yb	0.90	0.93	0.84	0.99	0.70	0.70	0.74	0.68
Lu	0.10	0.10	0.09	0.11	0.06	0.07	0.07	0.06
Hf	2.96	3.01	2.21	2.99	2.98	3.15	3.31	2.93
Ta	1.10	1.06	0.68	0.80	2.09	1.65	1.73	2.03
Pb	3.81	3.89	2.57	3.51	3.61	3.74	4.27	3.74
Th	2.39	2.46	1.22	1.70	3.09	2.98	3.14	3.07
U	0.50	0.51	0.21	0.31	0.57	0.57	0.60	0.56

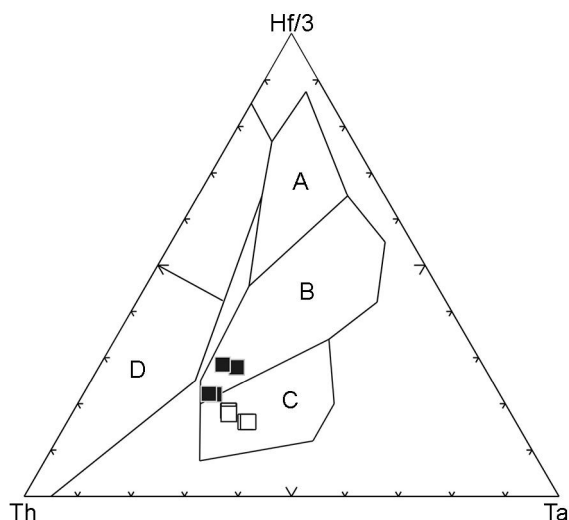


Рис. 4. Диаграмма Th – Hf – Ta [27] для позднекайнозойских вулканических пород Удурчуканского ареала.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Поля на диаграмме: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты островных дуг.

дезибазальтах-I (рис. 3 А) характеризуются высокой степенью фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым ($La/Yb = 17.46–22.58$). Элементный спектр пород имеет весьма слабо выраженный европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.84–0.93$), свидетельствующий об ограниченной роли плагиоклаза в процессах фракционирования. Отметим, что с увеличением содержания K_2O в трахиандезибазальтах этой группы отмечается тенденция роста концентраций Cs, Rb, Ba, Ta, Th, U и LREE, тогда как содержания остальных микроэлементов остаются практически на одном уровне.

Трахиандезибазальты-II по своему химизму весьма близки к трахиандезибазальтам первой группы, отличаясь от них лишь несколько пониженным содержанием MgO (при $Mg \# = 53–55$) и повышенными – TiO_2 и P_2O_5 (табл. 3). Они близки между собой и по уровню содержания когерентных элементов (Ni, Co, V), а также Zr, Hf, Cs. В то же время для трахиандезибазальтов-II характерны более высокие содержания Sr, Ba, Nb, Ta, а также LREE и несколько пониженные – HREE ($La/Yb = 39.11–44.37$). Проанализированные образцы трахиандезибазальтов-II характеризуются наличием слабо проявленного европиевого минимума ($Eu/Eu^* = 0.85–0.87$).

Особенности в характере распределения несовместимых микроэлементов в трахиандезибазальтах обеих групп хорошо выявляются при нормировании изученных пород к примитивной мантии. Все норми-

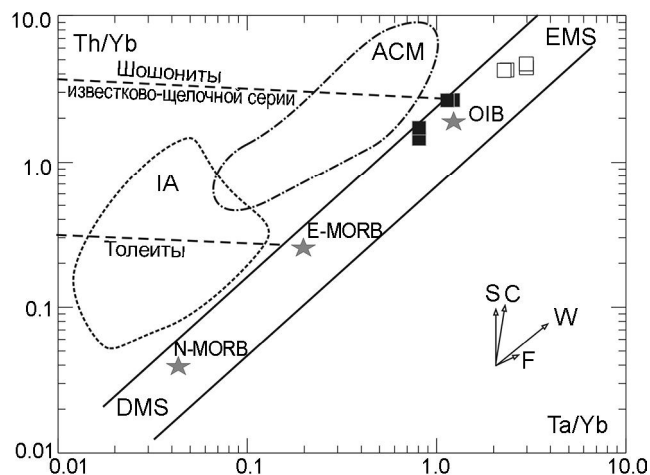


Рис. 5. Вариации отношений Th/Yb – Ta/Yb [20] в позднекайнозойских вулканических породах Удурчуканского ареала.

Условные обозначения см. на рис. 2. Полями на диаграмме показаны составы базальтов островных дуг (IA) и активных континентальных окраин (ACM). Точки составов пород эталонных обстановок: E-MORB и N-MORB – составы “обогащенных” и “нормальных” базальтов срединно-океанических хребтов, OIB – состав базальтов океанических островов нанесены по [24]. DMS – деплетированная мантия; EMS – обогащенная мантия. Векторы изменения состава пород за счет: S – субдукционных компонентов, C – контаминации континентальной коры, W – в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами, F – фракционной кристаллизации.

рованные кривые несовместимых элементов трахиандезибазальтов-I имеют отчетливо выраженные максимумы по Rb, Ba, Sr и K, минимумы – по Th, U, и слабо проявленные отрицательные аномалии по Hf, Ta и Nb (рис. 3 Б), что считается типоморфным признаком пород надсубдукционного происхождения. Что касается трахиандезибазальтов-II, то кроме вышеназванных закономерностей, для них характерны слабо выраженный минимум по Ti и отсутствие ниобиевого и танталового минимумов.

Вместе с тем на дискриминационных диаграммах Th-Hf/3-Ta и Th-Hf/3-Nb/16 фигуративные точки трахиандезибазальтов-I располагаются в области составов базальтов E-MORB и внутриплитных толеитов, тогда как составы трахиандезибазальтов-II попадают в поле щелочных базальтов внутриплитных структур (рис. 4). Поскольку все проанализированные трахиандезибазальты обладают высокими отношениями Th/Yb (1.5–4.4) и Ta/Yb (0.80–2.99), на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5) точки их составов тяготеют к области, характеризующей базальты внутриплитных обстановок. При этом необходимо отметить, что трахиандезибазальты-I находятся вблизи среднего состава базальтов океанических островов (OIB), тог-

да как трахиандезибаазальты-II несколько смещены в сторону более обогащенного мантийного источника. На сходство составов трахиандезибаазальтов и пород океанических островов указывают также и величины некоторых других межэлементных отношений. Так, трахиандезибаазальтам обеих групп свойственны высокие значения Nb/U (38–67), Ce/Pb (10–16) отношений и низкие Zr/Nb (3.42–7.47), которые близки к таковым в базальтах OIB-типа (47; 25 и 5.8, соответственно, [22]).

В целом же, трахиандезибаазальты Удурчуканского ареала отличаются от среднего типа OIB пониженными содержаниями Th, Ta, Nb, Hf, Zr и REE и высокими концентрациями Rb, Ba, K. Однако следует отметить, что трахиандезибаазальты-II по концентрациям легких лантаноидов (La, Ce, Pr, Nd), а также Cs, Th, Ta, Nb, Sr приближаются к базальтам океанических островов.

Таким образом, трахиандезибаазальты Удурчуканского ареала совмещают в себе геохимические признаки как островодужных, так и внутриплитных лав.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль коровой контаминации. Принимая во внимание тот факт, что формирование трахиандезибаазальтов Удурчуканского ареала происходило на относительно мощной континентальной коре (25–35 км [4]), можно предположить, что коровая контаминация играла определенную роль в магматогенезе описываемых пород. Однако, согласно полученным изотопно-геохимическим данным, влияние этого фактора на состав исходных расплавов было незначительно. Так, изотопный состав кислорода в трахиандезибаазальтах обеих групп колеблется в пределах $\delta^{18}\text{O} = 7.4\text{--}7.8\text{‰}$, что близко интервалу значений $\delta^{18}\text{O}$, характерных для неизмененных пород мантийного генезиса (6–8 ‰ [23]). Помимо этого, для трахиандезибаазальтов свойственны повышенные значения Ce/Pb (10–16), Th/Nb (0.08–0.12) и низкие величины La/Nb (0.8–1.1) по сравнению с континентальной корой (3.8; 0.44 и 2.2, соответственно, [26]), что также исключает возможность значительного влияния корового субстрата на состав расплава. В минералогическом отношении это выражается в отсутствии в изученных трахиандезибаазальтах породообразующих минералов (Pl, Px, Ol) с обратной зональностью, а также неравновесных минеральных ассоциаций.

Фракционная кристаллизация. Присутствие в трахиандезибаазальтах Удурчуканского ареала вкрапленников плагиоклаза, пироксена и оливина с хорошо выраженной прямой зональностью свидетельствует об участии процессов фракционирования

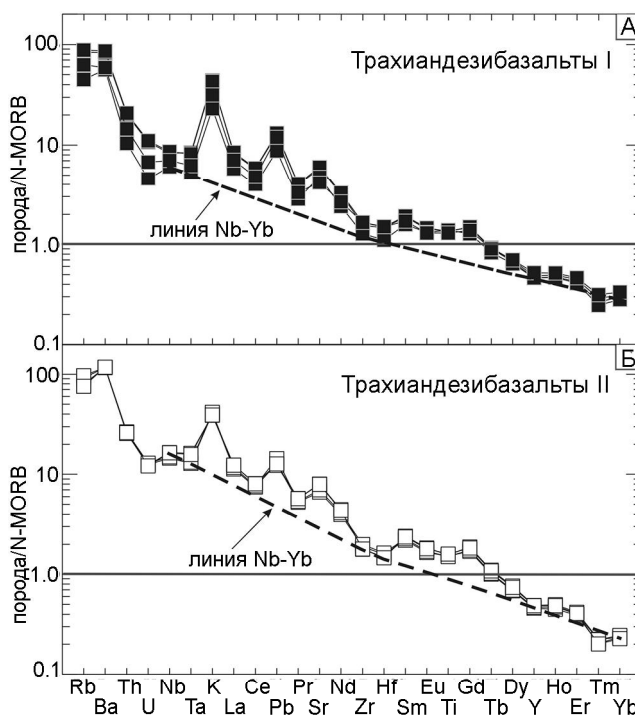


Рис. 6. Нормализованные к N-MORB [24] спектры распределения несовместимых элементов в позднекайнозойских вулканических породах Удурчуканского ареала.

Пунктирной линией соединены «консервативные» элементы, инертные по отношению к флюидной фазе и имеющие низкий валовой коэффициент распределения минерал–расплав.

в генезисе этих вулканитов. Это подтверждается и некоторыми геохимическими признаками, например, умеренными значениями Mg # (53–60), и сравнительно низкими содержаниями в трахиандезибаазальтах Ni (61–70 г/т), Cr (65–120 г/т), Co (22–24 г/т), что указывает на фракционирование темноцветных минералов (Px, Ol). Тем не менее, процессы фракционной кристаллизации не могут объяснить устойчивое различие трахиандезибаазальтов первой и второй групп по содержанию Ba, Nb, Ta и REE.

Исходя из вышеизложенных данных, можно предположить, что наблюдаемые геохимические различия между трахиандезибаазальтами обеих групп, скорее всего, связаны либо с различным составом плавящихся мантийных субстратов, либо с условиями образования исходных магм.

Состав магматических источников. При рассмотрении вопросов, связанных с составом магматических источников, а также оценки степени их обогащения или деплетированности, широко используются концентрации так называемых «консервативных» некогерентных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Yb), содержание которых контролируется составом плавящегося субстрата [22]. Наряду с ними для реконструкции

составов мантийных источников применяются также Nb/Sm, Nb/Yb, Zr/Yb отношения [9]. Считается, что эти пары элементов практически не фракционируют между собой в процессах плавления и кристаллизационной дифференциации и, соответственно, их соотношения должны быть постоянными в породах, образованных в результате плавления одного источника.

На рис. 6 приведены нормированные к N-MORB спектры несовместимых элементов в изученных трахиандезибазах Удурчуканского ареала. Линия, соединяющая значения нормализованных содержания «консервативных» элементов на этой диаграмме позволяет оценить степень деплетации мантийного источника [21, 22]. В нашем случае происхождение трахиандезибазов обеих групп связано с плавлением более обогащенного субстрата по сравнению с источником деплетированных океанических базальтов N-MORB типа, о чем свидетельствует крутой отрицательный наклон линии, соединяющей эти элементы, а также высокие (выше 1) нормализованные концентрации высокозарядных катионов и средних лантаноидов (Sm, Eu, Gd). При этом для трахиандезибазов-II свойственны более высокие относительные концентрации HFSE (Nb, Ta, Zr) по сравнению с трахиандезибазами-I, что указывает на участие в их петрогенезисе более обогащенного мантийного вещества. Дополнительным аргументом в пользу этого предположения служат также высокие отношения Nb/Sm (5.87–6.16), Nb/Yb (46.65–55.10), Zr/Yb (183.73–195.5) в трахиандезибазах-II, значительно превосходящие подобные значения в трахиандезибазах-I (3.41–3.97, 16.16–21.24 и 110–129.19, соответственно).

Аналогичное заключение можно сделать и на основании анализа диаграммы Ce/Y–Zr/Nb (рис. 7), на которой видно, что трахиандезибазы-I образовались в результате умеренной степени плавления (> 2 %) мантийного перидотита с содержанием граната до 4 %, тогда как трахиандезибазы-II формировались при несколько более низкой степени плавления ~ 1 %, в условиях высокого содержания в мантии граната до 6 %, а следовательно, из более обогащенного магматического субстрата.

Как отмечалось ранее, характерной особенностью описываемых пород является повышенные содержания LIL (Rb, Ba, Sr, K) и низкие – U, Th, а в некоторых случаях и слабая деплетированность в отношении Ta, Nb и Ti. Такие геохимические характеристики обычно свойственны породам островодужного вулканизма, что дает основание предполагать участие в петрогенезисе пород континентальной литосферной мантии, метасоматически переработанной предшествующими субдукционными процессами. Необходимо

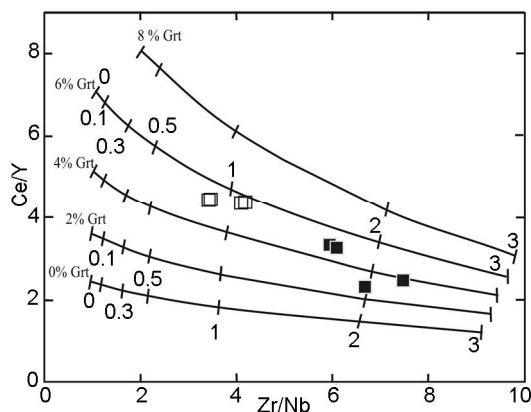


Рис. 7. Положение составов трахиандезибазов Удурчуканского ареала на диаграмме Ce/Y–Zr/Nb, отражающей вариации состава расплавов в зависимости от содержания модалного граната и степени плавления мантийного источника, по [25].

Сплошные линии отвечают составам выплавов из мантийного источника, обогащенного несовместимыми элементами в два раза по сравнению с хондритом. Цифры у начала линий показывают содержание граната. Цифры у поперечных линий отмечают степень плавления в процентах. Условные обозначения см. на рис. 2.

также напомнить, что трахиандезибазы-II обладают более высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (Ba и Sr) в сравнении с трахиандезибазами-I, что может указывать на их образование из мантийного вещества, испытавшего более высокую степень метасоматической переработки.

Принимая во внимание локализацию изученных пород Удурчуканского ареала в пределах Хингано-Олонойской вулканической зоны, наиболее логично было бы предположить, что метасоматическая переработка мантии происходила здесь под воздействием тектоно-магматических процессов, связанных с формированием данной вулканической зоны. Однако проведенные в последние десятилетия геохимические и изотопно-геохронологические исследования ранне- и среднемиловых магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны показали, что их образование осуществлялось в обстановке трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [13, 14]. Это обстоятельство не позволяет связывать метасоматическую переработку мантии рассматриваемого региона непосредственно с историей развития Хингано-Олонойской вулканической зоны. В то же время, на северном фланге Малохинганского террейна установлены позднепермские габброиды (Карагайский массив), которые по своим геохимическим характеристикам относятся к типичным надсубдукционным образованиям [1]. Данный факт свидетель-

ствует, что литосферная мантия Малохинганского террейна все же испытала переработку субдукционными процессами, но более древними, чем меловые. Следует подчеркнуть, что в статье сознательно не приводится обсуждение этого вопроса, поскольку он требует самостоятельного и детального исследования, выходящего за рамки настоящего сообщения.

ВЫВОДЫ

Выполненные геохимические и геохронологические исследования среднемиоценовых магматических образований основного и среднего состава Удурчуканского вулканического ареала позволяют сделать следующие выводы.

1. Среди изученных пород Удурчуканского ареала выделены две группы трахиандезибазальтов, различающихся по содержанию макро (MgO , TiO_2 и P_2O_5) и микроэлементов (Sr , Ba , Nb , Ta , REE). Выдвинуто предположение, что наблюдаемые различия между составами трахиандезибазальтов обеих групп обусловлены разной степенью плавления мантийных источников, отличающихся по составу и степени метасоматической переработки.

2. Особенности распределения микроэлементов, а также их межэлементные отношения свидетельствуют о близости среднемиоценовых трахиандезибазальтов Удурчуканского ареала к породам внутриплитного типа и об участии в их магмогенезисе континентальной литосферной мантии, метасоматически преобразованной в ходе предшествующих тектономагматических событий (по-видимому, более древних, чем раннемеловые), проявившихся в пределах региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-12090 и проекта ДВО РАН № 15-И-2-042.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса): возраст, геохимия, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2013. Т.32, № 3. С. 44–54.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. 572 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист М-52(53). Благовещенск / Под ред. Е.М. Заблочного. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-52. Благовещенск: Объясн зап. / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
- Дербек И.М., Кошков Ю.В. Проявления кайнозойского вулканизма на территории Амурской области // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Хабаровск: Хабаровскгеология, 2001. С. 3–6.
- Есин С.В., Прусевич А.А., Кутюлин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1992. 158 с.
- Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 Кн. М.: Недра, 1990. кн. 1 326 с.; кн. 2. 334 с.
- Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 189–209.
- Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 227 с.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 1–16.
- Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
- Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 52–62.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронология мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия и геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 63–78.
- Чащин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В. и др. Изотопно-геохимическая характеристика позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 656–681.
- Ярмолюк В.В., Кудряшов Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 341–362.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79, N 1. P. 33–45.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms / Ed. Le Maitre. Blackwell, Oxford, 1989. 193 p.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds). Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva. Nantwich, 1983. P. 230–249.

21. Pearce J.A., Parkinson U. Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic processes and plate tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1993. N 76. P. 373–403.
22. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implication for nature and distributions of subducted components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3). 2005. V. 6. doi:10.1029/2004GC000895.
23. Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in mineralogy / Eds J.W. Valley, H.P. Taylor, J.R. O'Neil // Miner. Soc. Amer. 1986. V. 16. 570 p.
24. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. y Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.
25. Rogers N., Macdonald R., Fitton J.G., George R., Smith M., Barreiro B. Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenia rift basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 387–400.
26. Weaver, B.L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust // Nature. 1984. V. 310. P. 575–577.
27. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым

A.A. Chashchin, A.A. Sorokin, V.A. Lebedev, M.G. Blokhin

Age, basic geochemical characteristics and sources of Late Cenozoic volcanic rocks in the Udurchukan volcanic area (Amur Region)

The paper presents new mineralogical and petrographic, geochemical and isotope-geochronological data on the Cenozoic basaltic trachyandesites from the Udurchukan volcanic area, Amur Region, occupying watersheds of the Uril, Mutnaya and Khingan rivers. Based on the geochronological data and already published fresh K-Ar dating obtained, the basaltic trachyandesites are of the middle Miocene age (18.9–17.1 Ma). Petrogeochemically, they are divided into two groups differentiated by the MgO, TiO₂, P₂O₅ content, Sr, Ba, Nb, Ta, and LREE that is possibly due to different level of metasomatic changes of mantle sources and their melting. From the analysis of distribution of rare-earth elements and interelement ratios it may be inferred that the basaltic trachyandesites from the Udurchukan volcanic area are close to the rocks of the intraplate origin and that the enriched lithospheric mantle which previously underwent fluid metasomatism participated in their petrogenesis.

Key words: basaltic trachyandesites, mineralogy, geochemistry, the Udurchukan volcanic area, Amur Region.