

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА о. МАТУА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ)

Ю.А. Мартынов<sup>1</sup>, А.В. Рыбин<sup>2</sup>, А.В. Дегтерев<sup>2</sup>, Д.С. Остапенко<sup>1</sup>, А.Ю. Мартынов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: [martynov@fegi.ru](mailto:martynov@fegi.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1Б, г. Южно-Сахалинск; 690022, e-mail: [rybin@imgg.ru](mailto:rybin@imgg.ru)

Поступила в редакцию 16 июня 2014 г.

Первые детальные изотопно-геохимические исследования разновозрастных вулканогенных образований о. Матуа позволили выделить основные этапы магматической эволюции субдукционной системы. Показано петрологическое сходство пород центрального и северного звеньев Курильской островной дуги, что свидетельствует об их формировании над «горячей», геохимически обогащенной, изотопно деплетированной литосферной мантией. Изменения составов вулканических пород о. Матуа в плейстоцене–голоцене дают основание предполагать смену геодинамического режима формирования. Учитывая сходную закономерность, выявленную ранее на юге Курильской гряды (о. Кунашир), на вулканах Мутновский и Горелый Южной Камчатки, сделано предположение о существовании глобального плейстоцен-голоценового тектонического события в истории развития Курило-Камчатской островной дуги.

Нахождение «адакитоподобной» тефры на о. Матуа свидетельствует о присутствии среди продуктов извержения влк. Пик Сарычева кислых расплавов с адакитовыми признаками.

**Ключевые слова:** субдукционный вулканизм, геохимия, изотопия, субдукционные компоненты, задуговые процессы, Курильская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

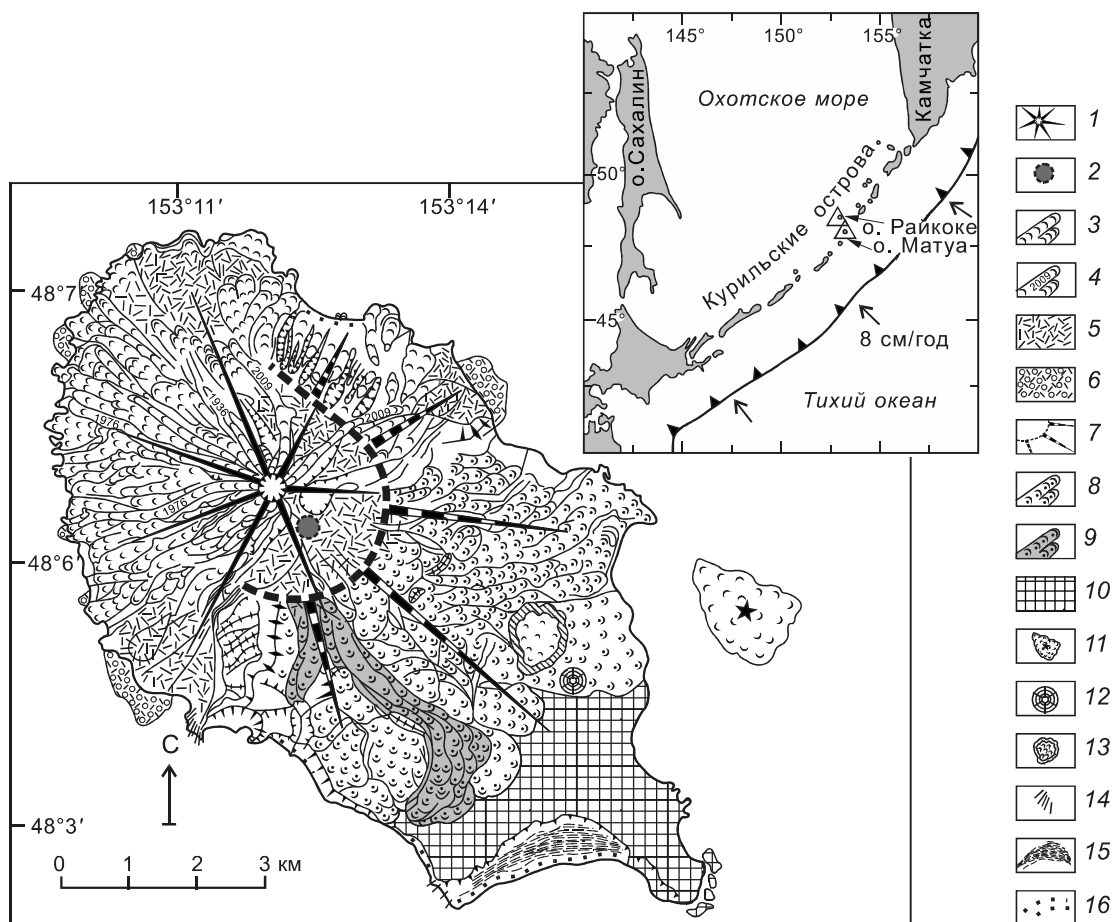
Происхождение магматических расплавов в островных дугах и задуговых бассейнах рассматривается в настоящее время как результат парциального плавления надсубдукционной мантии, испытавшей метасоматическое воздействие одного или нескольких субдукционных компонентов (например [20, 24]). Однако детали этой модели все еще дискутируются из-за неопределенностей в оценках Т-Р параметров субдукционного процесса (например [18, 33]) и особенностей эволюции магматических расплавов. Островодужные вулканы ранних этапов формирования чаще всего располагаются ниже уровня моря, что затрудняет их изучение. Данные по Изу-Бонинской островной дуге, полученные с помощью обитаемых подводных аппаратов, позволили установить присутствие бонинитовых лав в основании вулканического разреза, что свидетельствует о вовлечении в плавление деплетированной мантии при низком давлении и высоком содержании воды. Изотопно-геохимическое изучение высокомагнезиальных миоцен-плиоценовых вулкаников в тыловой зоне о. Кунашир, Курильская островная дуга, позволили сделать вывод о повышен-

ных температурах магнообразования, что возможно связано с тектоно-магматическими процессами в задуговой Курильской котловине [9, 30].

В данной статье вопросы эволюции субдукционных магм рассматриваются на примере о. Матуа, расположенного в пределах центрального, слабо изученного звена Курильской островной дуги. Образцы для аналитических исследований были отобраны сотрудниками Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН при проведении комплексной геологической морской экспедиции на Центральные Курилах в 2010 г.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Курильская островодужная система состоит из Курило-Камчатского глубоководного желоба, Большой Курильской вулканической гряды и Курильской глубоководной котловины. При постоянной скорости конвергенции около 8.6 см/год, возраст океанической коры вблизи Курило-Камчатского желоба колеблется от 90 до 118 млн лет, увеличиваясь в южном направлении. Древнему возрасту океанической плиты соответствует и значительная, до 650 км,



**Рис. 1.** Геологическая схема о. Матуа, составлена по материалам полевых исследований, дешифрирования аэрофото- и космоснимков, по [3] с небольшими изменениями.

Влк. Пик Сарычева (1–6): 1 – постройка с современным кратером, 2 – палеократер, 3 – лавовые потоки позднеголоценового возраста, 4 – лавовые потоки исторических извержений, 5 – пирокластические отложения позднеголоценового возраста, 6 – пирокластические отложения 2009 г. (граница максимального распространения); влк. Матуа (7–9): 7 – постройка с вершинной кальдерой, 8 – лавовые потоки средне-позднеплейстоценового возраста, 9 – лавовые потоки позднеплейстоценового возраста; 10 – фундамент вулканических построек; 11–13 – одноактные эруптивные центры раннеголоценового возраста: 11 – Топорковский, 12 – Круглый, 13 – Плоский; 14 – дайки; 15 – берговые валы; 16 – пляжи.

максимальная глубина землетрясений. Все участки островной дуги классифицируются как зоны умеренного сжатия [16].

Начало формирования *Большой Курильской вулканической дуги* относится к раннему миоцену или олигоцену, хотя возрастных датировок древних толщ явно недостаточно, чтобы судить об этом с большей определенностью. Общая протяженность вулканической дуги превышает 1150 км, ширина – от 100 до 200 км. В ее пределах традиционно выделяются северная, центральная и южная зоны или сектора, развивающиеся над двумя изотопно-геохимически различными литосферными блоками [8]. Глубина до поверхности погружающейся Тихоокеанской океанической плиты под вулканическим фронтом составляет 100 км под южным и 106 км под северным блоками [37]. Слабо меняется и мощность коры (28–33 км в

южной зоне, 25–30 – в центральной, 32–36 – в северной) [4]. Кроме значительной мощности, о континентальной природе коры свидетельствует присутствие на всем протяжении дуги ксенолитов метаморфических пород (плагноклаз-пироксеновых гранулитов, кристаллических сланцев) [11].

Формирование задуговой *Курильской котловины* относят к раннему-среднему миоцену (32–15 млн лет). Несмотря на предполагаемую смену в плиоцене режима растяжения на сжатие [17], магматические процессы в Курильской котловине оставались активными вплоть до рубежа ~ 1 млн лет назад. Об этом свидетельствует высокий тепловой поток (до 105 мW/m<sup>2</sup>) и присутствие в ее пределах четвертичных (0.84–1.07 млн лет) подводных вулканов [14, 17].

Остров *Матуа*, объект данного исследования, имеет форму эллипса размером 6.4×12 км и площадью

52 км<sup>2</sup>, с длинной осью, вытянутой вкрест простира-  
ния Курильской дуги (рис. 1). Большую часть острова  
занимают наземные вулканические образования, доля  
которых составляет 96 % (50 км<sup>2</sup>). Остальные 2 км<sup>2</sup>  
(4 %) приходятся на морские аккумулятивные осадки.  
Юго-восточная оконечность о. Матуа представляет со-  
бой плоскую равнину со средними отметками высот  
40–60 м над уровнем моря. Северо-западная часть це-  
ликом занята постройкой влк. Пик Сарычева – актив-  
нейшего вулкана Курильской островной дуги.

Магматические образования о. Матуа представ-  
лены вулканогенным фундаментом, остатками плей-  
стоценовой постройки влк. Матуа с вершинной каль-  
дерой и молодым конусом влк. Пик Сарычева.

*Вулканогенный фундамент* представлен слабо-  
дислоцированными вулканогенными и вулканоген-  
но-осадочными породами, возраст которых пред-  
полагается плиоценовым. Образец, отобранный для  
К-Аг-датирования [21] с возрастом ~1.61 млн лет, от-  
носится, скорее всего, к древнему вулкану Матуа. Его  
фрагменты сохранились лишь в юго-восточной части  
острова – северо-западная часть, как предполагается,  
опущена по плоскости сброса [2]. Формирование  
древнего вулкана закончилось в позднем плейстоце-  
не–раннем голоцене образованием кальдеры диаме-  
тром ~3.5 км, сопровождаемым массовым выбросом  
кислой пирокластики.

Действующий влк. Пик Сарычева занимает севе-  
ро-западную часть о. Матуа и построен по типу Сом-  
ма-Везувий. В его голоценовой эруптивной истории  
выделяются два главных этапа [1, 3, 5]: (1) «андезито-  
вый» (большая часть голоцена) и (2) «андезибазальто-  
вый» (~500 л.н. – настоящее время). На первом этапе  
эруптивные центры, вероятно, располагались в преде-  
лах образованной кальдеры влк. Матуа. По причине  
недостаточной обнаженности достоверно установить  
морфологию и тип вулканического аппарата, действо-  
вавшего на этом этапе, затруднительно. Основываясь  
на особенностях развития современных вулканов Ку-  
рило-Камчатского региона, можно предположить, что  
это были экстрезивные образования [3]. Активность  
вулкана во время «андезитового» этапа characterizo-  
валась напряженной эксплозивной деятельностью:  
произошло ~40 извержений разной интенсивности,  
из них не менее 4 может быть отнесено к разряду ка-  
тастрофических. Заключительный цикл голоценовой  
эруптивной истории связывается с началом роста вну-  
трикальдерного конуса – Пик Сарычева. По резуль-  
татам радиоуглеродного датирования погребенных  
почв, подстилающих горизонты стратифицированных  
шлаков, возраст современного действующего страто-  
вулкана составляет ~500 лет [1].

## ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Около 200 представительных образцов четвер-  
тичных лав, без визуальных и микроскопических  
признаков вторичных изменений, были проанализи-  
рованы на содержание петрогенных и микроэлемен-  
тов. Концентрации главных элементов определялись в  
лаборатории аналитической химии Дальневосточного  
геологического института ДВО РАН с применением  
гравиметрии (SiO<sub>2</sub>) и атомно-эмиссионной спектро-  
метрии с индуктивно связанной плазмой (TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,  
Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*, CaO, MgO, MnO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) на спек-  
трометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation,  
США). В качестве внутреннего стандарта добавлялся  
раствор кадмия (концентрация 10 ppm) (аналитики  
В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Учитывая  
преимущественно основной состав и относительно  
низкое содержание щелочей в исследуемых образцах,  
для перевода в раствор применяется метод открыто-  
го кислотного разложения в смеси кислот HF, HNO<sub>3</sub>,  
HClO<sub>4</sub> («suprapure», Merck) в отношении 2.5:1:0.5  
[13]. Градуировочные растворы готовились из стан-  
дартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1  
(Россия) путем открытого разложения.

Определение примесных элементов Li, Be, Sc,  
V, Co, Cr, Cu, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd,  
Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Pb, Th, U выполнялось  
методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектроме-  
тре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) с ис-  
пользованием в качестве внутреннего стандарта <sup>115</sup>In  
при конечной концентрации в растворе 10 ppb. Для  
градуирования прибора использовали многоэлемент-  
ные сертифицированные растворы CLMS -1, -2, -3, -4  
(США); в качестве стандартов – геологические образ-  
цы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония).

Изотопный анализ Nd, Sr и Pb для 7 образцов  
проводили в Институте геологии и геохронологии до-  
кембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Подготовка проб  
для изотопных анализов, включая химическое разло-  
жение и последующее выделение элементов методом  
ионообменной хроматографии, подробно описана в  
работе [12]. Определение изотопного состава Nd и  
Sr проводили на многоколлекторном твердофазном  
масс-спектрометре Triton. Воспроизводимость опре-  
деления концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычислен-  
ная на основании многократных анализов стан-  
дарта BCR-1, соответствует ± 5 %. Величина холостого  
опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг  
для Sm, 0.8 нг для Nd. Результаты анализа стан-  
дартного образца BCR-1 (6 измерений): [Sr] = 336.7  
мкг/г, [Rb] = 47.46 мкг/г, [Sm] = 6.47 мкг/г, [Nd] =  
28.13 мкг/г, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr = 0.4062, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.705036 ± 22,  
<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1380, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512642 ± 14. Вос-

производимость изотопных анализов контролировали определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандарте SRM-987 соответствовало  $0.710241 \pm 15$  (2 $\sigma$ , 10 измерений), а величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla составила  $0.511847 \pm 8$  (2 $\sigma$ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ , а состав Nd – по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ . Химическое выделение Pb и U из пород проводили по стандартной методике. Изотопный анализ Pb и U выполняли на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01 % (2 $\sigma$ ). Изотопный состав Pb и U измеряли в однолучевом режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовали силикатный эмиттер в смеси с  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг, соответственно. Поправку изотопных отношений Pb на фракционирование проводили по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера  $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  [10]. Ошибки измерения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышали 0.03 %, 0.03 % и 0.05 %, соответственно.

### ГЕОХИМИЯ

Разновозрастные вулканиды о. Матуа близки между собой по большинству петрохимических параметров (табл.). На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  они располагаются в поле умереннокальциевой известково-щелочной серии (рис. 2), а на диаграмме Миаширо – преимущественно в толеитовом поле, вблизи границы с известково-щелочной серией (рис. 3). По соотношениям Ti – V и Th/Yb – Ta/Yb (рис. 4а, 4б) все проанализированные образцы классифицируются как островодужные.

С ростом магнезиальности в породах закономерно падают содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , но возрастают – CaO. Для  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  характерен небольшой изгиб трендов в области значений  $\text{MgO} \sim 4$  мас. % (рис. 5). При меньших концентрациях оксида магния концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  существенно варьируют, что, в целом, типично для многих островных дуг, включая Курильскую [8].

По микроэлементным характеристикам вулканиды различных возрастных интервалов классифицируются как типичные субдукционные образования, с отчетливо выраженным Ta-Nb минимумом и U-Th-Ba-Rb максимумом на многокомпонентных диаграммах, нормализованных к MORB и хондриту (рис. 6, 7).

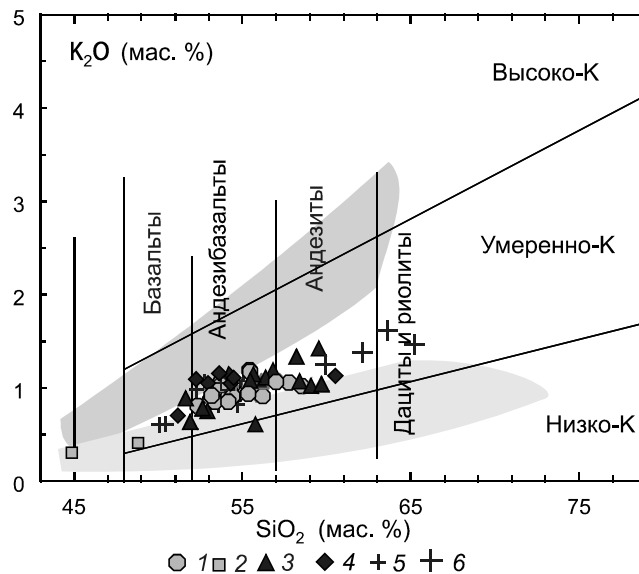


Рис. 2. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  для разновозрастных вулканидов и тефроидных отложений о. Матуа.

1–3 – вулканогенные образования о. Матуа: голоценового (1), плейстоценового (2) и плиоценового (3) возрастов; 4 – лавы о. Райкоке; 5, 6 – тефра о. Матуа: преобладающий тип (5), с адакитовыми геохимическими признаками (6). Полями на диаграмме показаны составы четвертичных вулканидов островов южного (светло-серым цветом) и северного (темно-серым цветом) звеньев Большой Курильской гряды.

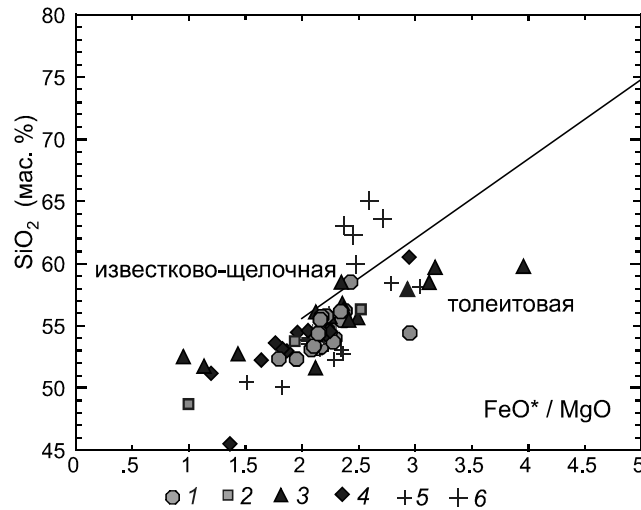


Рис. 3. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2$ – $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ . Условные обозначения см. рис. 2.

По изотопным признакам лавы о. Матуа близки к базальтам MORB Индийского океана. На диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 8) их фигуративные точки располагаются выше линии средних составов океанических пород северного полушария (NHRL) [23].

При многих общих геохимических особенностях, плиоцен-раннеплейстоценовые и позднеплей-

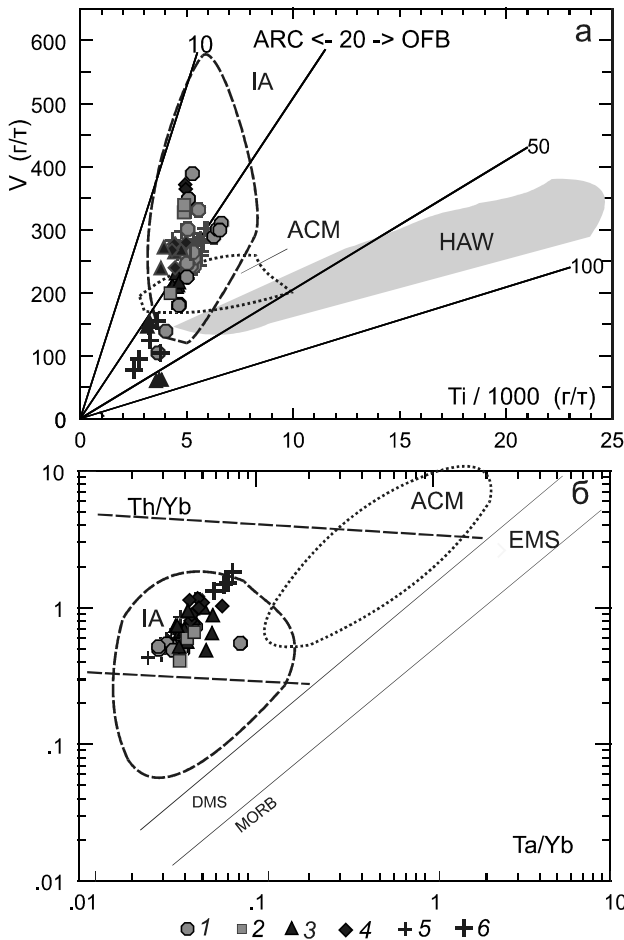


Рис. 4. Классификационные диаграммы Ti-V [35] и Th/Yb-Ta/Yb [31] для вулканогенных образований о. Матуа.

Поля по [6]. Условные обозначения см. рис. 2.

стоцен-голоценовые вулканиды о. Матуа закономерно различаются по ряду петрологических признаков. Первые варьируют по составу от андезитов ( $\text{SiO}_2 \sim 60$  мас. %,  $\text{MgO}$  до 1.5 мас. %) до магнезиальных базальтов ( $\text{SiO}_2 \sim 50$  мас. %,  $\text{MgO} \sim 8.2$  мас. %), вторые – представлены преимущественно базальтами и андезибазальтами с содержаниями  $\text{MgO}$ , варьирующими в более узком интервале –  $\sim 5-2$  мас. % (рис. 2). Для плиоцен-раннеплейстоценовых вулканидов характерны более низкие концентрации  $\text{TiO}_2$ , но более высокие –  $\text{CaO}$  (рис. 5). Устойчиво выше в древних породах отношения LREE/HREE ( $\text{La/Yb} > 4$ ), но ниже – концентрации HFSE ( $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Zr}$ ) (рис. 7). Различия плиоцен-раннеплейстоценовых и позднеплейстоцен-голоценовых эффузивов выражены также в изотопных характеристиках. На диаграмме  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 8) фигуративные точки древних пород смещены в менее радиогенную область, по направлению к полю MORB Тихого океана.

Проанализированные образцы *тефры* о. Матуа близки по составу к голоценовым лавам влк. Пик Сарычева. Наряду с эти выделяются прослой пемз (образцы 26/56/10, 27/56/10, 64/45/10, 67/45/10, 71/45/10, 75/45/10), отличающиеся высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (до 65 мас. %),  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , но низкими –  $\text{MgO}$  ( $\sim 2$  мас. %) и  $\text{CaO}$  (до 5–6 %) (рис. 2, 5). На диаграмме Миширо (рис. 3) их фигуративные точки располагаются в известково-щелочном поле. При высоких концентрациях LREE (рис. 9), описываемые вулканокласты характеризуются низкими содержаниями  $\text{Ti}$  и  $\text{V}$ , высокими отношениями  $\text{Th/Yb}$  и  $\text{Ta/Yb}$ . При низких концентрациях HREE ( $\text{La/Yb}$  отношение 4–7), их нормализованные REE спектры занимают секущее положение по отношению к лавовым образованиям голоценового вулкана Пик Сарычев (рис. 7), что свидетельствует об особом химическом или минеральном составе магматического источника. На диаграмме  $\text{Sr/Y} - \text{Y}$  (рис. 10) фигуративные точки описываемой *тефры* смещены к границе известково-щелочных пород и адакитов. С учетом этого, при дальнейшем описании используется термин «адакитоподобная *тефра*».

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

*Коровая контаминация.* По мнению многих исследователей, (например, [8, 34]), коровая контаминация не играла значительной роли в магмогенезисе Курильской островной дуги. Особенно это справедливо для основных лав, поскольку ассимиляция кислого корового материала должна была приводить к резкому росту кремнекислотности расплавов. Субпараллельные тренды распределения некогерентных элементов в разновозрастных вулканидах на многокомпонентных диаграммах, нормализованных к MORB или хондриту (рис. 6, 7), свидетельствуют о преобладающей роли кристаллизационной дифференциации в их происхождении.

*Состав магматических источников.* Ранее [7, 8] была показана гетерогенная природа Охотской литосферной плиты, подстилающей Курильские острова. Северные острова, продолжающие на юг вулканические структуры южной Камчатки, развиваются над разогретой литосферной мантией, изотопные характеристики которой близки таковым резервуара MORB Тихого океана. Южные и центральные острова подстилаются «холодной» обогащенной мантией, характеризующейся отчетливо выраженной DUPAL аномалией, типичной для MORB Индийского океана [32], при этом деплетированной в отношении некогерентных элементов молодыми задуговыми тектоно-магматическими процессами. Эти выводы, сделанные на основании анализа









Таблица. (Продолжение).

	P97/2010	P26/2010	P27/2010	P117/2010	P118/2010	P119/2010	P62/2010
	25	26	27	28	29	30	31
Матуа, голоцен							
SiO <sub>2</sub>	55.83	53.19	53.30	54.12	54.67	54.31	55.42
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.84	0.85	0.91	0.89	0.92	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.10	19.17	18.65	18.51	18.34	18.13	18.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.68	9.45	9.82	9.46	9.24	9.45	8.37
MnO	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.20	0.17
MgO	3.53	4.01	4.07	3.86	3.74	3.95	3.18
CaO	8.05	8.90	9.12	8.64	8.49	8.56	8.37
Na <sub>2</sub> O	3.55	2.92	2.81	3.33	3.39	3.34	3.36
K <sub>2</sub> O	1.01	1.05	0.97	0.85	0.93	0.95	1.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.28	0.23	0.14	0.12	0.20	0.20
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb	16	18	17	15	15	16	17
Ba	266	236	217	246	238	251	262
Pb	8	6	5	5	6	7	8
Zr	78	89	85	72	70	72	77
Hf	2.16	2.21	1.99	2.04	1.95	2.17	1.94
La	8.74	8.86	8.17	6.49	5.99	8.37	9.39
Ce	21.76	22.43	20.51	16.24	15.29	21.30	22.91
Pr	3.14	3.13	2.86	2.27	2.11	3.13	3.24
Nd	15.14	14.92	13.52	11.05	10.11	15.37	15.51
Sm	4.09	3.82	3.61	3.09	2.71	4.24	4.16
Eu	1.35	1.14	1.02	1.23	1.15	1.33	1.31
Gd	4.60	4.12	3.92	3.59	3.22	4.89	4.24
Tb	0.74	0.64	0.60	0.58	0.52	0.76	0.68
Dy	4.80	4.09	3.92	3.76	3.44	4.74	4.53
Ho	1.01	0.84	0.84	0.82	0.73	1.05	0.95
Er	2.99	2.59	2.38	2.39	2.19	2.96	2.74
Tm	0.45	0.37	0.36	0.37	0.34	0.44	0.40
Yb	2.93	2.49	2.39	2.42	2.27	3.02	2.66
Lu	0.46	0.40	0.37	0.38	0.36	0.44	0.43
Nb	1.6	1.8	1.8	1.4	1.4	1.5	1.6
Y	26	24	24	20	18	25	24
Ta	0.10	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10
Th	1.56	1.69	1.57	1.35	1.21	1.64	1.76
U	0.49	0.59	0.53	0.43	0.41	0.55	0.80
Be	0.78	0.78	0.94	0.78	0.70	0.54	0.62
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr			0.703112				
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd			0.513070				
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb			18.41				
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb			15.55				
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb			38.35				

Таблица. (Продолжение).

	P63/2010	P75/2010	P88/2010	P89/2010	P92/2010	P99/2010	P100/2010	P102/2010
	32	33	34	35	36	37	38	39
Магуга, голоцен								
SiO <sub>2</sub>	55.45	54.42	53.71	58.52	56.20	53.09	52.33	53.38
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.67	0.88	0.61	0.78	0.91	0.91	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.65	21.63	18.52	18.43	18.58	19.22	18.92	19.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.53	7.34	9.56	7.33	8.46	9.47	9.72	9.23
MnO	0.17	0.16	0.18	0.18	0.19	0.18	0.19	0.17
MgO	3.26	2.24	3.78	2.71	3.20	4.09	4.48	3.95
CaO	8.39	9.27	9.31	7.56	8.22	8.96	9.49	8.99
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.16	2.84	3.46	3.21	2.91	2.92	2.90
K <sub>2</sub> O	1.18	0.91	1.03	1.02	0.91	0.87	0.81	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.19	0.18	0.19	0.24	0.30	0.24	0.22
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb	17	13	14	19	16			
Ba	261	213	215	293	239			
Pb	7	5	9	8	6			
Zr	78	66	76	84	75			
Hf	2.17	1.78	2.25	2.46	2.16			
La	9.55	7.96	8.37	9.77	8.74			
Ce	23.43	19.63	21.57	23.92	22.81			
Pr	3.29	2.69	3.04	3.33	3.21			
Nd	15.61	12.62	14.98	15.39	15.80			
Sm	4.10	3.16	4.01	3.79	4.15			
Eu	1.28	1.04	1.21	1.24	1.32			
Gd	4.41	3.37	4.42	4.20	4.57			
Tb	0.70	0.53	0.69	0.66	0.72			
Dy	4.43	3.44	4.40	4.20	4.65			
Ho	0.93	0.72	0.91	0.88	0.98			
Er	2.93	2.16	2.81	2.64	2.91			
Tm	0.42	0.32	0.42	0.41	0.44			
Yb	2.79	2.16	2.71	2.74	2.85			
Lu	0.43	0.35	0.44	0.43	0.46			
Nb	1.6	1.5	1.6	1.8	1.7			
Y	25	19	24	21	24			
Ta	0.10	0.10	0.10	0.12	0.11			
Th	1.88	1.57	1.80	2.01	1.42			
U	0.75	0.74	0.93	0.62	0.54			
Be	0.60	0.46	0.47	0.84	0.75			
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr			0.703094					
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd			0.513075					
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb			18.44					
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb			15.56					
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb			38.40					

Таблица. (Продолжение).

	P 28/2010	P 29/2010	P 33/2010	P 35/2010	P 34/2010	P 38/2010	P 42/2010
	40	42	43	44	45	46	47
	Матуа, плейстоцен				Матуа, плиоцен		
SiO <sub>2</sub>	53.81	54.15	56.27	48.80	44.95	59.70	58.44
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.81	0.71	0.81	1.36	0.62	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.78	19.09	18.85	18.85	17.60	18.27	18.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.09	9.01	8.17	9.91	16.36	7.41	7.35
MnO	0.18	0.17	0.17	0.16	0.22	0.23	0.23
MgO	4.21	3.79	2.93	8.95	5.08	2.11	2.11
CaO	9.13	8.88	8.56	10.10	12.36	6.82	7.57
Na <sub>2</sub> O	2.80	2.85	3.05	1.83	1.66	3.57	3.97
K <sub>2</sub> O	0.98	1.06	1.07	0.43	0.32	1.05	1.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.18	0.22	0.16	0.11	0.23	0.22
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb	17	17	16	7		14	15
Ba	221	229	253	127		243	245
Pb	5	6	5	2		7	6
Zr	82	84	64	36		82	23
Hf	2.13	2.22	1.74	0.93		2.12	1.02
La	7.90	9.05	9.58	5.17		8.92	9.24
Ce	20.26	22.57	23.83	12.63		22.12	23.08
Pr	2.85	3.12	3.21	1.74		3.10	3.22
Nd	13.43	14.87	14.63	8.19		14.53	14.99
Sm	3.59	4.00	3.59	2.20		3.68	3.90
Eu	1.14	1.13	1.16	0.84		1.26	1.31
Gd	3.70	3.98	3.66	2.33		3.97	4.07
Tb	0.58	0.62	0.56	0.37		0.61	0.64
Dy	3.82	3.96	3.53	2.43		4.02	4.18
Ho	0.78	0.83	0.70	0.50		0.84	0.90
Er	2.43	2.55	2.11	1.47		2.64	2.51
Tm	0.35	0.37	0.32	0.22		0.38	0.38
Yb	2.29	2.51	2.21	1.45		2.58	2.47
Lu	0.37	0.38	0.34	0.23		0.40	0.39
Nb	1.8	1.8	1.4	1.2		1.7	1.9
Y	23	23	20	13		24	24
Ta	0.10	0.09	0.09	0.05		0.09	0.13
Th	1.54	1.73	1.32	0.60		1.55	1.20
U	0.49	0.80	0.66	0.46		0.73	0.59
Be	0.92	0.78	0.83	0.69		0.75	0.81
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr				0.703085			
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd				0.513024			
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb				18.40			
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb				15.52			
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb				38.24			

Таблица. (Продолжение).

	Р 43/2010	Р 48/2010	Р 49/2010	Р 50/2010	Р 53/2010	Р 54/2010
	48	49	50	51	52	53
Матуа, плиоцен						
SiO <sub>2</sub>	59.05	51.90	52.62	52.82	56.81	56.12
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.67	0.64	0.75	0.72	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.66	16.18	15.36	17.02	18.64	18.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.34	8.76	8.91	8.83	7.81	8.06
MnO	0.23	0.15	0.16	0.15	0.13	0.17
MgO	2.25	6.93	8.31	5.58	2.98	3.41
CaO	6.72	12.42	10.74	11.41	8.43	8.81
Na <sub>2</sub> O	3.81	2.21	2.36	2.57	3.14	2.86
K <sub>2</sub> O	1.02	0.64	0.78	0.74	1.19	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.13	0.12	0.13	0.15	0.16
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb	15	10	13	12	17	14
Ba	249	149	186	177	224	197
Pb	5	5	6	7	5	5
Zr	85	49	55	61	92	79
Hf	2.07	1.39	1.51	1.84	2.45	2.22
La	8.99	5.19	5.92	6.24	8.14	7.31
Ce	22.55	12.48	13.73	14.58	20.36	18.25
Pr	3.10	1.70	1.79	1.97	2.89	2.51
Nd	15.09	8.39	8.54	9.57	13.61	12.35
Sm	3.78	2.25	2.24	2.60	3.67	3.37
Eu	1.27	0.78	0.74	0.89	1.16	1.07
Gd	3.97	2.60	2.52	3.16	4.28	3.91
Tb	0.65	0.46	0.42	0.50	0.69	0.64
Dy	4.15	2.84	2.53	3.21	4.39	4.12
Ho	0.87	0.62	0.55	0.69	0.94	0.88
Er	2.64	1.86	1.71	2.08	2.95	2.67
Tm	0.41	0.26	0.25	0.33	0.44	0.40
Yb	2.69	1.70	1.63	2.07	2.87	2.54
Lu	0.43	0.28	0.25	0.31	0.45	0.40
Nb	1.7	0.9	1.0	1.1	1.5	1.4
Y	25	16	15	19	26	24
Ta	0.10	0.06	0.07	0.07	0.11	0.10
Th	1.39	1.26	1.53	1.52	1.91	1.73
U	0.69	1.23	0.72	0.95	0.85	0.86
Be	1.05	0.47	0.51	0.46	0.55	0.53
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.703279				0.703322
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd		0.513063				0.513067
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		18.43				18.4227
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		15.54				15.5302
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		38.30				38.2757

Таблица. (Продолжение).

	Р 56/2010	Р 57/2010	Р 58/2010	Р 60/2010	Р 46/2010	Р 47/2010	Р 52/2010
	54	55	56	58	59	60	61
Матуа, плиоцен							
SiO <sub>2</sub>	55.77	51.63	59.79	58.51	56.37	55.66	55.47
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.79	0.53	0.54	0.77	0.76	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.28	20.05	19.49	19.01	17.90	18.47	18.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.59	8.32	6.28	6.78	8.48	8.58	8.65
MnO	0.13	0.10	0.17	0.12	0.19	0.19	0.19
MgO	3.04	3.53	1.43	2.60	3.22	3.09	3.22
CaO	9.53	11.14	7.67	7.60	8.58	8.68	8.79
Na <sub>2</sub> O	3.18	3.36	3.03	3.42	3.15	3.20	3.10
K <sub>2</sub> O	0.61	0.89	1.50	1.26	1.11	1.15	1.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.18	0.12	0.15	0.22	0.24	0.23
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb	9	13	22	19	18	18	17
Ba	199	222	288	218	267	275	257
Pb	3	15	10	8	5	5	5
Zr	7	76	44	69	83	80	82
Hf	0.36	2.11	1.44	1.75	2.24	2.23	2.09
La	6.06	7.23	8.01	7.65	10.80	10.86	10.56
Ce	14.85	17.08	18.02	17.54	26.97	27.07	26.40
Pr	2.03	2.22	2.33	2.32	3.66	3.65	3.64
Nd	9.73	10.20	10.31	10.25	17.04	17.09	16.63
Sm	2.68	2.85	2.44	2.58	4.13	4.23	4.16
Eu	0.90	0.95	0.89	0.85	1.27	1.31	1.27
Gd	3.02	3.39	2.69	2.65	4.18	4.17	4.17
Tb	0.49	0.53	0.40	0.43	0.63	0.63	0.61
Dy	3.23	3.51	2.61	2.89	4.05	4.10	3.98
Ho	0.66	0.75	0.54	0.59	0.84	0.84	0.82
Er	1.84	2.26	1.65	1.81	2.58	2.54	2.55
Tm	0.25	0.33	0.25	0.26	0.36	0.37	0.38
Yb	1.60	2.22	1.66	1.82	2.58	2.44	2.52
Lu	0.26	0.38	0.29	0.30	0.41	0.39	0.39
Nb	1.1	1.3	1.3	1.2	1.7	1.8	1.7
Y	17	21	16	16	23	23	23
Ta	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10
Th	1.05	1.87	1.47	1.83	1.52	1.71	1.42
U	0.58	1.36	0.79	0.79	0.80	0.99	0.61
Be	0.46	0.56	0.66	0.70	0.76	0.74	0.66
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.703433					
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd		0.513058					
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		18.43					
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		15.54					
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		38.30					

Таблица. (Продолжение).

	10 IPE11	10 IPE12	10 IPE33	P2/2010	P6/2010	P11/2010	P12/2010
	62	63	64	65	66	67	68
Райкоке							
SiO <sub>2</sub>	52.97	51.17	60.52	54.61	45.49	54.55	53.16
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.75	0.60	0.74	0.81	0.72	0.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.03	16.25	18.14	18.75	16.89	19.30	16.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.76	9.71	7.12	8.02	12.25	8.00	9.79
MnO	0.17	0.18	0.08	0.16	0.20	0.16	0.18
MgO	4.70	7.29	2.17	3.51	8.08	3.20	4.82
CaO	9.36	11.52	7.69	9.30	14.76	9.01	9.76
Na <sub>2</sub> O	2.99	2.28	2.41	3.38	1.34	3.60	3.10
K <sub>2</sub> O	1.05	0.70	1.13	1.31	0.10	1.20	1.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.14	0.13	0.22	0.07	0.26	0.25
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb				23	1	22	20
Ba				340	49	346	363
Pb				8	1	10	5
Zr				77	11	74	67
Hf				1.88	0.42	1.86	1.79
La				9.57	1.62	9.61	10.10
Ce				21.76	4.26	21.89	22.57
Pr				2.85	0.71	2.79	2.89
Nd				12.68	3.85	12.62	13.45
Sm				3.09	1.30	3.13	3.38
Eu				1.02	0.64	0.98	1.08
Gd				3.36	1.59	3.31	3.72
Tb				0.51	0.27	0.50	0.56
Dy				3.27	1.82	3.25	3.62
Ho				0.69	0.36	0.69	0.73
Er				2.12	1.08	2.07	2.14
Tm				0.30	0.15	0.30	0.30
Yb				2.08	1.01	2.04	2.07
Lu				0.29	0.14	0.31	0.31
Nb				1.8	0.2	1.7	1.6
Y				20	10	20	20
Ta				0.10	0.01	0.10	0.09
Th				2.28	0.10	2.39	2.36
U				0.94	0.05	0.91	0.99
Be				1.04	0.27	0.98	0.94
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr							
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd							
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb							
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb							
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb							

Таблица. (Окончание).

	P14/2010	P15/2010	P19/2010	P24/2010
	69	70	71	72
	Райкоке			
SiO <sub>2</sub>	38.80	53.62	52.25	54.31
TiO <sub>2</sub>	1.84	0.74	0.83	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.86	17.97	17.13	17.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.01	8.66	9.80	9.25
MnO	0.14	0.15	0.18	0.19
MgO	8.14	4.41	5.38	3.76
CaO	13.39	10.03	10.25	8.97
Na <sub>2</sub> O	1.46	3.10	2.90	3.42
K <sub>2</sub> O	0.29	1.16	1.09	1.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.16	0.20	0.24
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb	2	19	18	17
Ba	62	278	283	237
Pb	1	8	6	5
Zr	14	72	67	73
Hf	0.59	1.91	1.72	1.90
La	1.25	8.61	8.14	7.71
Ce	3.91	20.07	19.08	18.48
Pr	0.75	2.61	2.56	2.62
Nd	4.71	12.04	11.98	12.73
Sm	1.73	3.21	3.31	3.58
Eu	0.68	0.99	1.00	1.08
Gd	2.33	3.52	3.31	3.79
Tb	0.38	0.55	0.54	0.59
Dy	2.49	3.52	3.50	3.81
Ho	0.52	0.72	0.70	0.81
Er	1.38	2.24	2.11	2.37
Tm	0.19	0.32	0.30	0.35
Yb	1.12	2.16	1.97	2.24
Lu	0.16	0.32	0.28	0.36
Nb	0.4	2.0	1.5	1.4
Y	14	20	20	22
Ta	0.02	0.14	0.09	0.10
Th	0.14	2.22	1.96	1.79
U	0.06	1.03	0.75	0.58
Be	0.16	0.79	0.74	0.81
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.703282			
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.513054			
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.39			
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.54			
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.31			

изотопно-геохимических данных, хорошо согласуются с результатами термального моделирования. Температуры надсубдукционной мантии и поверхности субдуцирующей плиты под северными Курилами (соответственно, 1407 °С и 713 °С) выше таковых под южными (соответственно, 1392° С и 695 °С) [34].

Остров Матуа расположен вблизи предполагаемой границы южного и северного литосферных блоков (рис. 1), но развитые здесь вулканы по своим геохимическим параметрам близки к лавам северных Курильских островов – Парамушир и Алаид. Для всех проанализированных образцов характерны повышенные концентрации К<sub>2</sub>О и легких лантаноидов, а также отрицательная Hf аномалия на диаграммах REE+Hf, нормализованных к хондриту (рис. 7). Nd, Hf и Sm, имеющие близкие валовые коэффициенты распределения по отношению в типичной реститовой минеральной ассоциации перидотитовой мантии ( $D_{Nd} = 0.010$ ,  $D_{Hf} = 0.015$ ,  $D_{Sm} = 0.018$ ), не фракционируют относительно друг друга при плавлении мантии OIB и MORB типов, но могут вести себя по-разному в присутствии субдукционных компонентов [22, 25, 26, 29]. В курильских лавах глубина отрицательной Hf аномалии положительно коррелирует с высокими концентрациями LREE и Th [8]. Эти элементы консервативны по отношению низкотемпературному водному флюиду, но подвижны в расплаве или надкритическом флюиде, образующихся при более высоких температурах на поверхности субдуцирующей плиты (> 700 °С при 3 ГПа) [26, 29 и др. ], регистрируемых для северных Курил.

*Эволюция магматизма.* Для тефроидных отложений о. Матуа ранее отмечалась смена геохимических характеристик на рубеже позднего плейстоцена – раннего голоцена, совпадающая с основным кальдерообразующим событием в истории развития влк. Пик Сарычева [3]. Аналогичная закономерность наблюдается и для лавовых образований. В плейстоцен-голоценовых вулканитах наблюдается заметное сокращение области вариаций составов (базальты – андезитобазальты, рис. 2), изменение микроэлементных характеристик (рис. 6), межэлементных (рис. 11) и изотопных (рис. 8) отношений. Это дает основание предполагать смену состава магматического источника, уменьшение роли как низко- (водного флюида), так и высокотемпературного (надкритического флюида и/или расплава) субдукционных компонентов в их генезисе.

Согласно [18], значительные вариации составов вулканогенных образований характерны для островных дуг с относительно небольшой глубиной расположения субдуцирующей плиты под вулканическим фронтом (~80–100 км). Полная консолидация на этой глубине надсубдукционной мантии и погружающей-

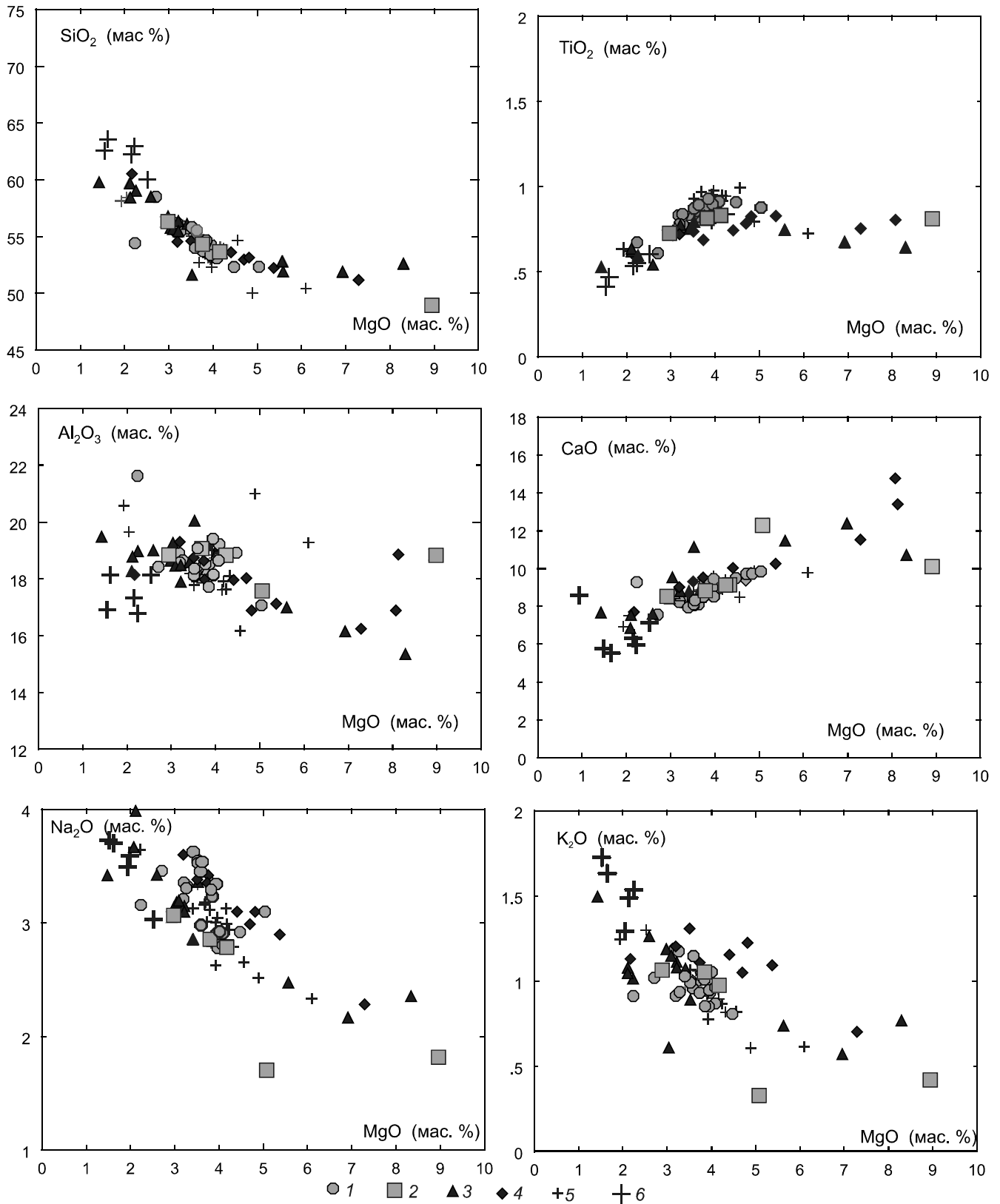
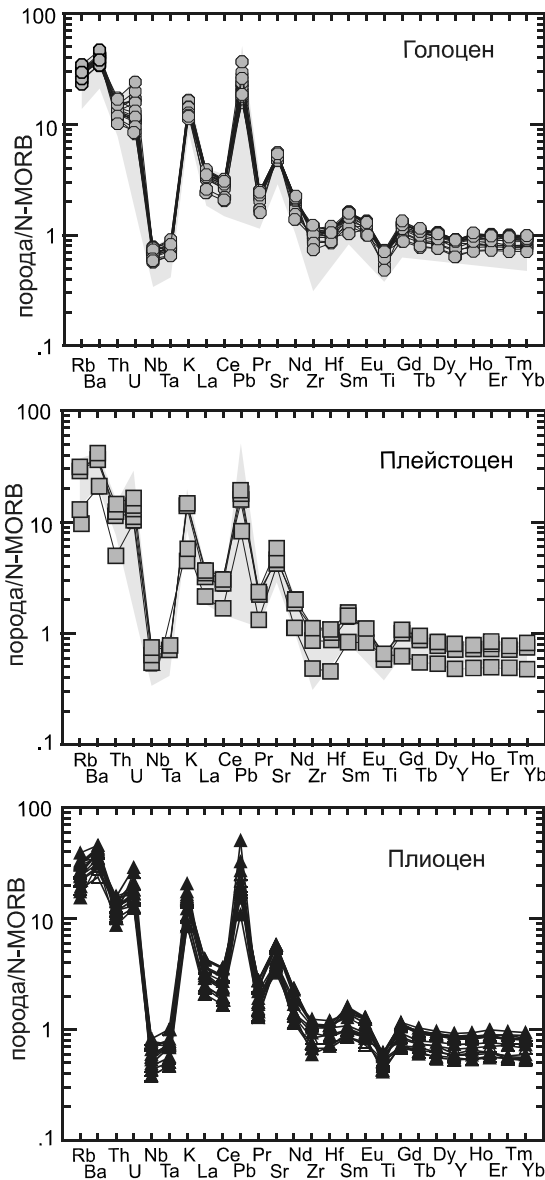


Рис. 5. Вариации содержаний петрогенных элементов в зависимости от концентраций MgO.

Условные обозначения см. рис. 2

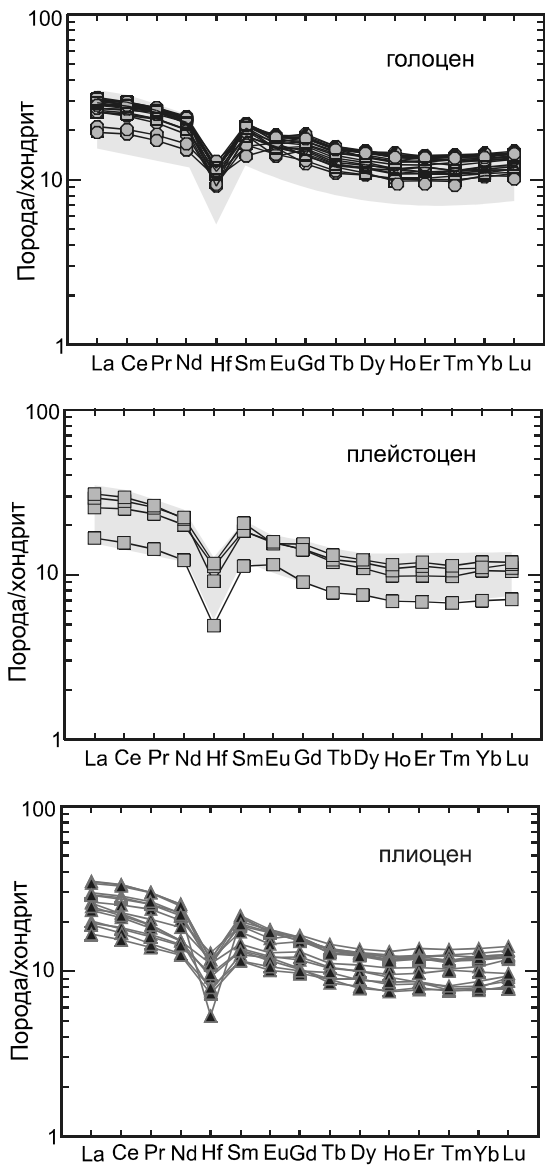




**Рис. 6.** Спектр распределения некогерентных микроэлементов в разновозрастных базальтах о. Матуа, нормализованных к N-MORB [36].

Условные обозначения см. рис. 2. Серое поле – плиоценовые эффузивы.

ся океанической плиты приводит к значительным (~ 200 °C) колебаниям температур, вариациям состава и физической природы субдукционного компонента. При большей глубине до субдуцирующей плиты (> 100 км) состав магматических продуктов становится более однородным. Следовательно, изотопно-геохимическая эволюция о. Матуа может быть связана с ростом глубины до субдуцирующей плиты (> 100 км) в голоцене. Согласно сейсмическим данным, в настоящее время она составляет 107 км для северных Курил и 111 км – для южной Камчатки [38].



**Рис. 7.** Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов и Hf в разновозрастных вулканитах о. Матуа.

Серым закрашено поле плиоценовых эффузивов.

Полученные результаты, в целом, согласуются с оценками температуры и давления генерации первичных расплавов с использованием термобарометра [28] (рис. 12). Для минимизации влияния кристаллизационной дифференциации базальты с содержаниями MgO > 5 мас. % были пересчитаны по программе PRIMACALC2 [27] на условия равновесия с мантийным  $O_{190}$  ( $X_{H_2O} = 0.5\%$ ). Расчетные данные (рис. 12) показывают, что, при близких значениях потенциальной температуры и степени плавления ( $F \sim 20\%$ ), первичные расплавы плейстоцен-

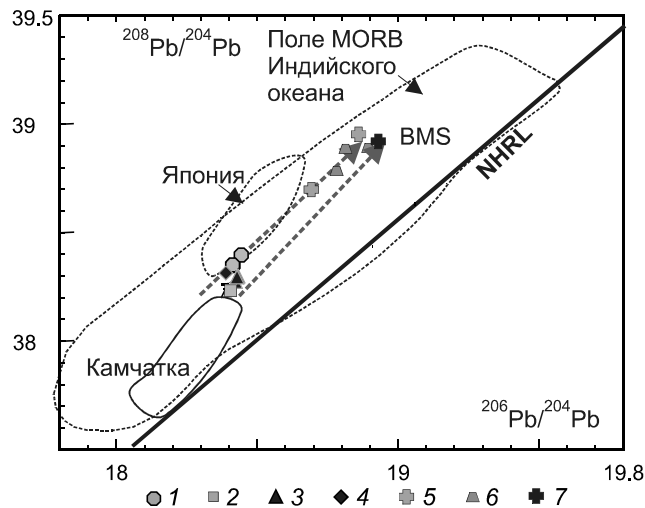


Рис. 8. Диаграмма  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для разновозрастных вулканитов о. Матуа.

1–3 – базальты голоценового (1), плейстоценового (2) и плиоценового этапов развития о. Матуа; 4 – основные лавы о. Райкоке; 5–7 – средние составы осадков субдуктирующих под Марианскую (5) и Курило-Камчатскую (6) островные дуги, валовый состав океанического осадка (7), по [33]. Полями околнурены составы четвертичных лав Японии (пунктир) и Камчатки (сплошная линия), MORB Индийского океана. BMS – валовый состав океанического осадка. NHRL – референсная линия базальтов северного полушария. Составы базальтов типа MORB Тихого океана располагаются вблизи и ниже NHRL.

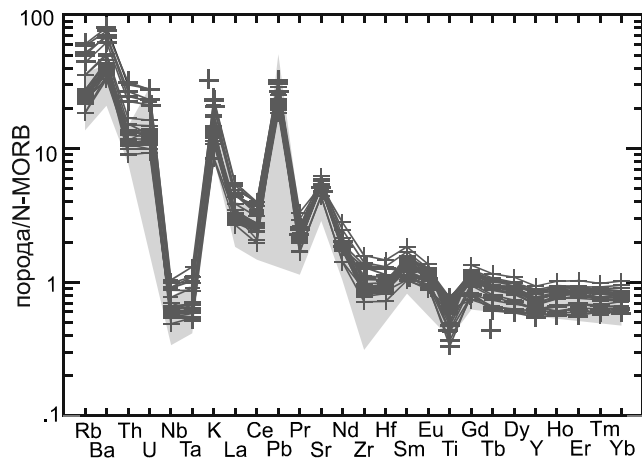


Рис. 9. Спектр распределения некогерентных микроэлементов в тейроидных образованиях о. Матуа, нормализованных к N-MORB [36].

Условные обозначения см. рис. 2. Полям показаны составы голоценовых базальтов.

голоценовых вулканитов о. Матуа формировались в большей глубине.

Для решения вопросов петрогенезиса разновозрастных вулканитов о. Матуа, несомненно, требуется более углубленное изучение, но сам факт изменения их составов в плейстоцен-голоцене свидетельствует

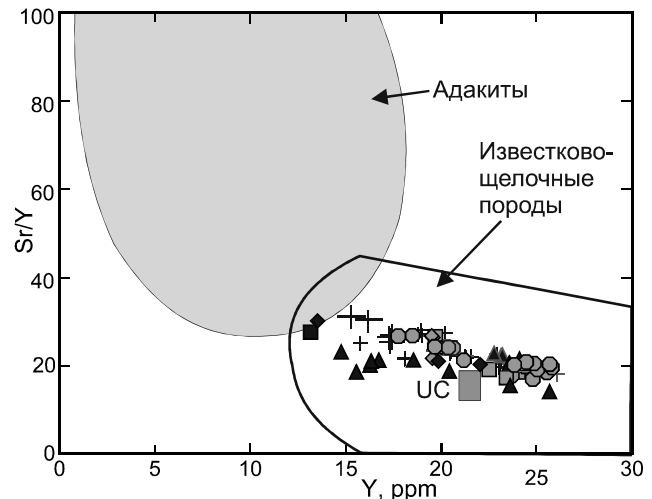


Рис. 10. Диаграмма Sr/Y–Y [19] для вулканогенных образований о. Матуа.

Условные обозначения см. рис. 2. UC – средний состав верхней коры.

об изменении геодинамического режима развития субдукционной системы. Поскольку аналогичная закономерность ранее была описана для о. Кунашир [9], вулканов Мутновский и Горелый Южной Камчатки [15], мы можем с большой долей уверенности предполагать существование глобального плейстоцен-голоценового тектонического события в истории развития Курило-Камчатской островной дуги, например, перехода от преимущественного растяжения в тыловой зоне к сжатию [9, 17].

*Вопросы происхождения «адакитоподобной» тейфры.* Как отмечалось выше, некоторые прослои тейфры о. Матуа отличаются низкими концентрациями тяжелых лантаноидов и высокими отношениями LREE/HREE (рис. 13), свидетельствующими о присутствии граната в реститовом парагенезисе. Аналогичная закономерность характеризует некоторые разновидности кислых вулканитов плиоценового и плейстоценового этапов, но отношения LREE/HREE в них значительно ниже. Сходные графики распределения редкоземельных элементов наблюдаются для тыловодужных базальтов влк. Алайд (рис. 13 а), но от последнего о. Матуа отделяет достаточно большое расстояние для воздушного транзита крупных пемзовых частиц. С учетом этого, следует предполагать присутствие адакитоподобных кислых магм в вулканических продуктах влк. Пик Сарычева, полностью дезинтегрированных в результате сильных эксплозивных извержений. Большой интерес представляет сходство графиков распределения редкоземельных элементов в «адакитоподобной» пемзе и осадках, субдуктирующих под Камчатский полуостров.

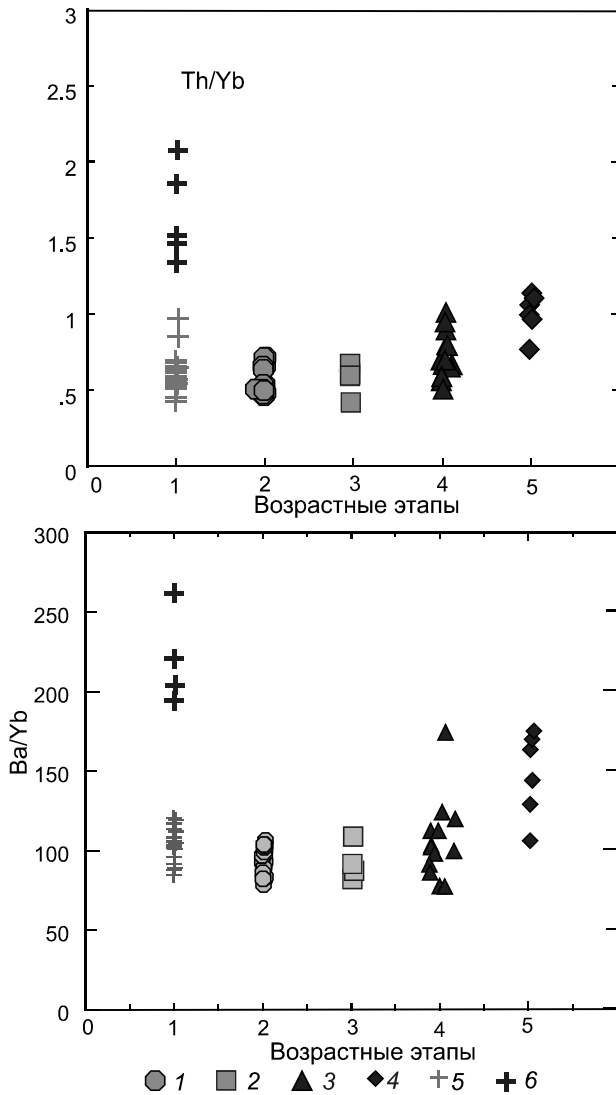
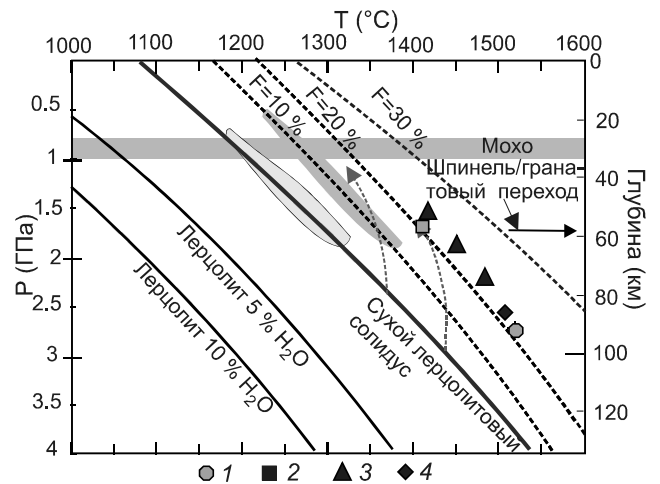


Рис. 11. Вариации отношений Ba/Yb и Th/Yb, Zr/Hf в основных вулканитах о. Матуа.

Условные обозначения см. рис. 2. Номера по горизонтальной оси: 1–4 – о. Матуа; 5 – о. Райкоке.

**ВЫВОДЫ**

Впервые выполненные детальные изотопно-геохимические исследования разновозрастных лав о. Матуа позволили реконструировать основные этапы магматической и геодинамической истории формирования Центральных Курил. По основным геохимическим параметрам (высокие концентрации K<sub>2</sub>O и легких лантаноидов, низкие содержания Hf и высокие – Th) изученные породы близки к вулканитам северных островов Курильской гряды – Парамушир и Алайд, которые, как было показано ранее, сформировались над «горячей», геохимически обогащенной, но изотопно деплетированной литосферой Южной Камчатки.



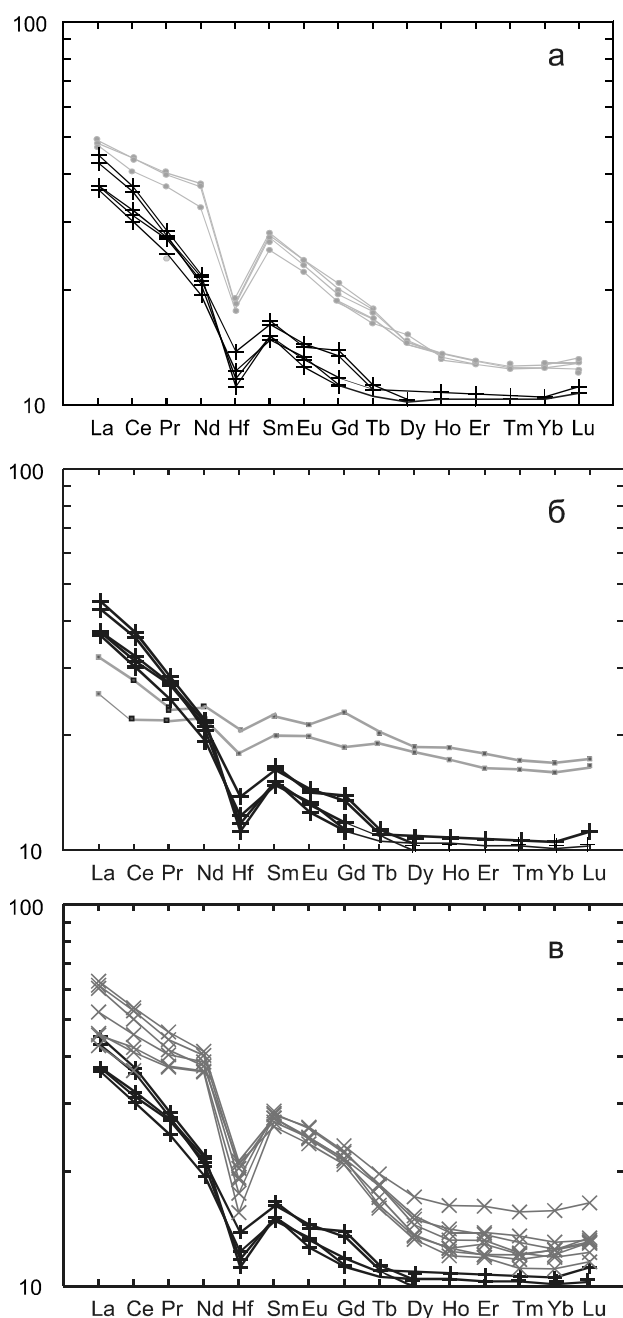
образцы	T	P	Tr
Матуа			
голоцен			
R13/2010	1519.87	2.75	1489.487
плейстоцен			
R35/2010	1411.26	1.68	1393.895
плиоцен			
R48/2010	1448.51	1.88	1428.581
R49/2010	1414.94	1.55	1398.946
R50/2010	1481.32	2.22	1457.363
Райкоке			
R19/2010	1506.53	2.57	1478.34

Рис. 12. Рассчитанные температуры и давления генерации первичных мантийных магм островов. Пояснения в тексте.

Условные обозначения см. рис. 2. Сплошные линии – лерцолитовый солидус с различными содержаниями воды; пунктирные линии – изолинии степени плавления расплава (F), по [28]. Полями на диаграмме показаны составы лав Каскадных гор Северной Америки, образованных в результате молодой и горячей субдукции при «сухих» условиях (темно-серый) и 3 мас. % H<sub>2</sub>O (светло-серый), по [28]. Серыми стрелками показаны траектории адиабатического подъема расплава.

Резкое изменение изотопно-геохимического состава продуктов вулканической активности о. Матуа в плейстоцен-голоцене хорошо согласуется с ранее полученными данными по о. Кунашир и вулканам Южной Камчатки и дает основание предполагать смену в этот период времени геодинамического режима формирования Курило-Камчатской островной дуги.

Присутствие в составе вулканических продуктов влк. Пик Сарычева «адакитоподобной» тефры дает основание предполагать достаточно высокие температуры на поверхности субдуцирующей плиты, что ставит определенные вопросы об особенностях субдукционного магмогенезиса под Центральными Курилами.



**Рис. 13.** Сопоставление нормализованных к хондриту спектров распределения редкоземельных элементов и Hf в «адакитоподобной» тефре о. Матуа и базальтах влк. Алаид северного звена Курильской гряды (а), тыловодужных лавах южных островов (б) и в океанических осадках скважин глубоководного бурения 579 и 581 (в).

Источник данных: [8, 32].

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 13-05-00100, № 13-05-00313, № 13-05-10011.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсланов Х.А., Мелекесцев И.В., Разжигаета Н.Г. и др. Возраст почвенно-пирокластического чехла и хронология вулканической активности на о. Матуа (Центральные Курилы) в голоцене: Материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты; СПб.: РАН, Отд. наук о Земле; Комиссия по изуч. четвертич. периода; Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. С. 43–45.
2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
3. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Мелекесцев И.В. Разжигаета Н.Г. Геохимия продуктов голоценовых извержений вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Центральные Курильские острова): Материалы Всерос. совещ. «Современные проблемы геохимии», посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 24–26 октября 2012 г. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 56–59.
4. Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. С. 185–187.
5. Левин Б.В., Мелекесцев И.В., Рыбин и др. Экспедиция «Вулкан Пик Сарычева – 2010» (Курильские острова) // Вестн. ДВО РАН. 2010. № 6. С. 152–159.
6. Мартынов Ю.А., Коваленко С.В., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Геохимия и вопросы металлогении кайнозойских постсубдукционных известково-щелочных вулканитов юго-западного Приморья // Рудные месторождения континентальной окраины. Владивосток: Дальнаука, Вып. 2. Ч. 1. С. 5–21.
7. Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дриль С.И., Мартынов А.Ю. Зоны аномального вулканизма Курильских островов, остров Парамушир // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 4. С. 17–23.
8. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.-И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18, № 5. С. 512–525.
9. Мартынов А.Ю. Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканитов ранних этапов формирования о. Кунашир // Петрология. 2013. Т. 21, № 5. С. 517–534.
10. Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.
11. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 527 с.
12. Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U–Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.
13. Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT2: определение редкоземельных элементов: Всерос. конф. по аналитической химии «Аналитика России». М., 2004. С. 157–158.
14. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плейстоценовые подводные вулканы восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. С. 366–370.
15. Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток:

- Дальнаука, 2014. 269 с.
16. Bailey J.C. Role of subducted sediments in the genesis of Kuril-Kamchatka island arc basalts: Sr isotopic and elemental evidence // *Geochem. Journ.* 1996. V. 30. P. 289–321.
  17. Baranov B., Wong H.K., Dozorova K., Kapp B., Lüdmann T., Karnaukh V. Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *The Island Arc.* 2002. V. 11. P. 206–219.
  18. Cooper L.B., Ruscitto D.B., Plank T., Wallace P.J., Syracuse E.M., Manning C.E. Global variations in H<sub>2</sub>O/Ce: Slab surface temperatures beneath volcanic arcs // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2012. V. 13, N 3. doi:10.1029/2011GC003902.
  19. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature.* 1990. V. 347. P. 662–665.
  20. Elliot T. Tracers of the slab // *Inside the subduction factory. Geophysical Monography. Amer. Geophys. Union.* 2003. V. 138. P. 23–45.
  21. Ishizuka Y., Nakagawa M., Baba A. et al. Along-arc variations of K-Ar ages for the submarine volcanic rocks in the Kurile Islands // 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP-2011), August 25–30, 2011. Petropavlovsk-Kamchatskiy, 2011. P. 279–280.
  22. Jhonson M.C., Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3).* 1999. V. 13. doi:10.1029/999GC000014.
  23. Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle // *Nature.* 1984. V. 309. P. 756–757.
  24. Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. Mantle and slab contribution in arc magmas // *Earth and Planet. Sci.* 1993. V. 21. P. 175–204.
  25. Hermann J., Spandler C. Sediment melts at sub-arc depths: an Experimental study // *J. Petrol.* 2008 V. 49 (4). P. 717–740.
  26. Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion on niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 1. 120. P. 111–134.
  27. Kimura J-I., Ariskin A.A. Calculation of water bearing primary basalt and estimation of source mantle conditions beneath arcs: PRIMACALC2 model for WINDOWS (в печати).
  28. Lee C.-T. A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2009. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.020
  29. Manning C.E. The chemistry of subduction-zone fluids // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 223. P. 1–16.
  30. Martynov A.Yu., Kimura J.-I., Martynov Yu.A., Rybin A.V. Geochemistry of late Cenozoic lavas on Kunashir Island, Kurile Arc // *Island Arc.* 2010. V. 19. P. 86–104.
  31. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths / C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). Nantwich: Sica Publ.* 1983. P. 230–249.
  32. Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M., Noble S.R. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 1579–1611.
  33. 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. 325–94.
  34. Ruscitto D.L., Wallace P.J., Cooper L.B., Plank T. Global variations in H<sub>2</sub>O/Ce: relationship to arc magma geochemistry and volatile fluxes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2012. V. 3, N 3. doi:10.1029/2011GC003887.
  35. Ryan J.G., Morris J., Tera F., Leeman W.P., Tsvetkov A. Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth // *Science.* 1995. V. 270. P. 625–627.
  36. Shervais I.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planet. Sci. Letts.* 1982. V. 59, N 1. P. 101–118.
  37. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.) // *Magmatism in the ocean basins.* London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. P. 313–345.
  38. Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Physics of the Earth interiors.* 2010. V. 183. N 1–2. 373–90. doi:10.1016/j.pepi.2010.02.004.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

**Yu.A. Martynov, A.V. Rybin, A.V. Degterev, D.C. Ostapenko, A.Yu. Martynov**  
**Geochemical evolution of volcanism of the Matua Island (Central Kuril Islands)**

The first comprehensive geochemical study of the Matua Island allows the authors to reveal the general stages of the magmatic evolution of the subduction system. The petrological similarity of the studied rocks with those from the northern Kuril Islands testifies that the formation of both of them above the “hot”, geochemically enriched, but isotopically depleted mantle of southern Kamchatka. The change in the composition of Matua island volcanic rocks in the Pleistocene-Holocene gives ground to suggest the change of the geodynamic regime in the formation of the subduction system. To account for the similar regularity previously established in the southern Kuril islands, Mutnovsky and Gorely volcanoes of the southern Kamchatka, a global Pleistocene-Holocene tectonic event in the geological history of the Kuril-Kamchatka subduction system may be proposed. The presence of “adakite-like” tephra among volcanoclasts of the Sarychev Peak volcano provides the important information about magma genesis of the Kuril island arc, such as relatively high temperatures on the subduction plate surface and involvement of basalts from the upper oceanic plate into magma genesis.

**Key words:** subduction volcanism, geochemistry, isotopy, subduction components, back-arc processes, the Kuril island arc.