

УДК 552.323.5

ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ВУЛКАНА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА) И ЕЕ СВЯЗЬ С НЕОГЕНОВОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКОЙ КАМЧАТКИ

© 2019 г. М.Ю. Давыдова¹, Ю.А. Мартынов^{1,*}, А.Б. Перепелов²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
просп. 100-летия Владивостоку, 159, Владивосток, 690022, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
ул. Фаворского, 1А, Иркутск, 664033, Россия

*E-mail: yurimartynov@mail.ru

Поступила в редакцию 27.08.2018 г.
Получена после доработки 30.11.2018 г.
Принята к публикации 21.12.2018 г.

Представлены новые данные по содержанию петрогенных и примесных элементов и изотопному составу Sr, Nd и Pb в плиоценовых и позднеплейстоцен-голоценовых основных вулканитах вулканического центра Уксичан, одного из крупнейших на Срединном хребте Камчатки. На основании полученных данных происхождение плиоценовых базальтов связывается с плавлением гетерогенной мантии, гибридизированной субдукционными и астеносферными процессами. Особенности поведения высокозарядных катионов и изотопная систематика Pb свидетельствуют о плавлении субдукционного осадка, с формированием самостоятельных сегрегаций пироксенитов в перидотитовом матриксе. Низкие значения $\Delta 8/4\text{Pb}$ в плиоценовых лавах щитового вулкана Уксичан, а также в современных крупных вулканических центрах Центрально-Камчатской депрессии коррелируют с магматической продуктивностью, что, наряду с особенностями поведения HFSE и HREE, указывает на вклад в магмогенезис астеносферы Тихого океана. Позднеплейстоцен-голоценовый базальтовый вулканизм, локализованный по периферии плиоценового щитового сооружения, формировался в режиме растяжения в результате плавления обогащенного мантийного источника. Затухание, а затем и полное прекращение вулканической активности в Срединном хребте в позднем плейстоцене–голоцене сопровождалось возрастанием $\Delta 8/4\text{Pb}$ в мафических лавах, что указывает на смещение центра океанической астеносферной активности в восточном направлении в область Центрально-Камчатской депрессии. Влияние океанической астеносферы на субдукционный магматизм не является уникальным явлением для зон конвергенции и его следует учитывать при построении моделей формирования ювенильной континентальной коры.

Ключевые слова: Камчатка, Срединный хребет, плиоцен, поздний плейстоцен–голоцен, базальты, микроэлементы, изотопы, океаническая астеносфера

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273282-307>

ВВЕДЕНИЕ

История геологического развития Камчатки представляет собой неоднократную смену геодинамических обстановок с проявлением не только субдукционных и аккреционно-коллизийных, но и рифтогенных процессов (например, Леглер, 1977; Соловьев и др., 1998). Причины масштабных структурных преобразований остаются не до конца понятными,

даже для относительно молодых событий. Последнюю позднемиоцен-плиоценовую перестройку большинство исследователей (например, Леглер, 1977; Константиновская, 2003; Авдейко и др., 2006) связывают со ступенчатой аккрецией Кроноцкой палеовулканической дуги. В результате блокировки древней олигоцен-миоценовой и зарождении новой зоны субдукции произошло формиро-

вание современных вулканических поясов, включающих Восточный вулканический пояс (ВВП), располагающихся в тыловой зоне Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД) и вулканического пояса Срединного хребта (СХ). Прекращение олигоцен-миоценового «фронтального» субдукционного магматизма в СХ датируется поздним миоценом (около 6 млн лет назад), а вспышка нового этапа вулканизма во вновь сформированном вулканическом фронте произошла ~2 млн лет назад (Авдейко и др., 2006). Таким образом, в течение 3–4 млн лет субдукционные процессы, если и оказывали влияние на магматизм Камчатки, то только в части, расположенной южнее Малко-Петропавловской зоны широтных разломов. Возникает вопрос – с какими процессами связан продолжающийся в течение ~7 млн лет активный вулканизм в СХ (например, Волюнец и др., 1983; Антипин и др., 1987; Volynets et al., 2010), а также излияния плиоценовых магнезиальных андезитов и высоко-Nb базальтов в ЦКД (Перепелов, 2014)? Эта проблема специально не рассматривалась, хотя в литературе высказывались разные предположения, например, о проникновении в мантию под Камчаткой вещества глубинного плюма (например, Volynets, 1994). В настоящей статье этот вопрос обсуждается на основании новых изотопных и микроэлементных данных по составу пород крупнейшего в СХ долгоживущего вулканического центра Уксичан.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Основные эпохи субдукционного вулканизма Камчатской островной дуги, локализованной в области тройного сочленения Тихоокеанской, Охотской и Берингоморской литосферных плит, датируются эоценом, миоценом и плейстоцен-голоценом. В позднем миоцене (~6 млн лет назад) фронтальная вулканическая зона, располагавшаяся в СХ, сместилась на восток (Авдейко и др., 2006), формируя современную конфигурацию островодужной системы (рис. 1).

СХ в настоящее время представляет собой линейную вулканическую зону длиной ~700 км и шириной до 100 км. Мощность подстилающей континентальной коры оценивается в 35–40 км (Балеста, 1981; Levin et al., 2002). Домезозойский и мезозойский фундамент, представленный гранито-метаморфиче-

скими комплексами, выходит на поверхность в южной части хребта.

Продукты плиоценового вулканизма распространены в пределах хребтов Быстринский, Козыревский, Крюки и Столбовая Тундра. Позднеплейстоцен-голоценовые (преимущественно базальтовые) лавы картируются в водораздельной части СХ, на его западных и незначительно на восточных склонах (Volynets et al., 2010). Современные вулканические проявления ограничено распространены на юге (Певзнер, 2015).

Долгоживущий вулканический центр Уксичан – предмет данного исследования, включает плиоценовый щитовой вулкан Уксичан и расположенные по его периферии позднеплейстоцен-голоценовые мелкие вулканические постройки.

Щитовой вулкан (рис. 1) представляет собой крупнейшее плиоценовое вулканическое сооружение СХ. В его основании картируются миоценовые низкокалийевые вулканогенные толщи, сложенные породами, варьирующими по составу от базальтов до риолитов (Перепелов, 1989). Кровля мелового фундамента залегает на глубине 2–4 км, а гранито-метаморфического слоя – на глубине не более 6 км при общей мощности консолидированной коры 28–30 км (Балеста и др., 1977).

По данным изотопного датирования возраст вулкана оценивается в 3.6 млн лет (K-Ar, Перепелов и др., 2006) и 3.28 ± 0.04 млн лет (U-Pb, Костицын, Аносова, 2013). Ar-Ar возраст продуктов начальной (3.56 ± 0.50 млн лет) и заключительной (3.34 ± 0.07 млн лет) стадий развития свидетельствует о его формировании в течении ~300 тыс. лет (Bindeman et al., 2010).

Согласно (Перепелов, 1989), ранние этапы развития вулканической постройки связаны с излиянием высококалийевых (ВК) базальтов и андезибазальтов, формированием покровов аглютинатов и псефитовых туфов, мощность которых в стенках кальдеры достигает в 750 м. После незначительного перерыва, наряду с ВК-базальтами и ВК-андезибазальтами, происходили излияния латитов, кварцевых латитов и игнимбритов, причем длина потоков латитов достигает 20 км. Завершение активного вулканизма связано с образованием кальдеры и формированием в ее центральной части экструзивного комплекса, а за пределами – небольших по площади покровов ВК-андезитов и андези-

дацитов, редко трахидацитов и трахириодацитов. Интенсивная гидротермальная деятельность в северо-восточной части кальдеры выразилась в цеолитизации, алунитизации, сульфидизации, пропилитизации и окварцевании вулканитов, вплоть до появления кварцевых прожилков и массивных вторичных кварцитов.

Плейстоцен-голоценовый этап магматической активности проявлен в виде ареального базальтового вулканизма, контролируемого разломными зонами северо-восточного простирания. В позднем плейстоцене (Q3) сформировались небольшие щитообразные вулканы Чингейгейн, Эбев-Бунаня, влк. 1480.8,

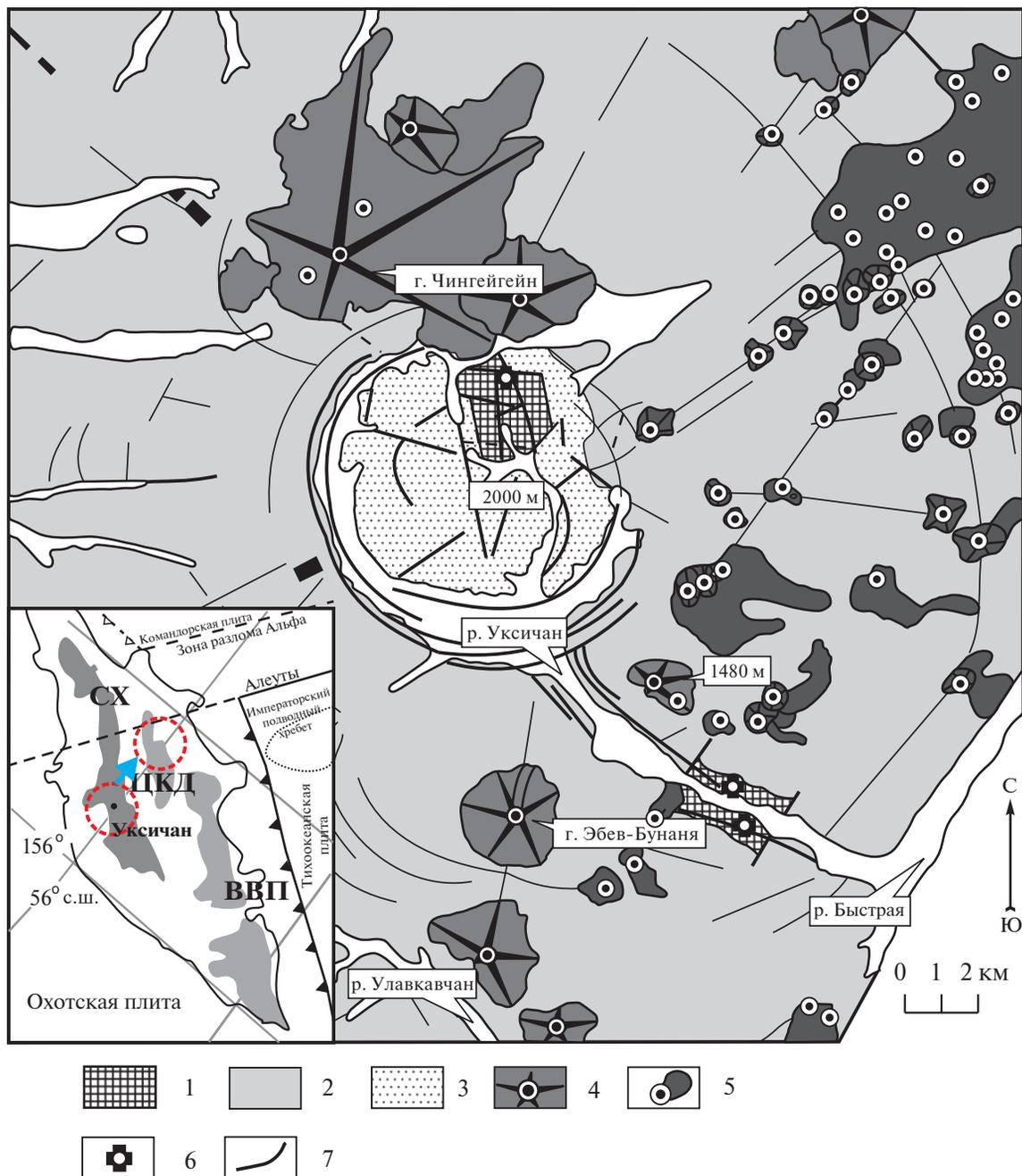


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта вулканического центра Уксичан по (Стефанову, Широкий, 1980). 1 – миоцен-плиоценовый (N_1-N_2) вулканогенный фундамент; 2, 3 – среднеплиоценовый (N_2) вулкан Уксичан: щитовой вулкан (2), внутрикальдерный экструзивный комплекс (3); 4, 5 – позднплейстоцено-голоценовые (Q_{3-4}) мафические лавы: щитообразные вулканические постройки (4), ареальные шлаково-лавовые вулканические конуса (5); 6 – участки эпитермального оруденения; 7 – кольцевые разрывные нарушения кальдеры. На врезке: положение вулканического центра Уксичан (черный круг) и вулканических структур Камчатки. СХ – Срединный хребет, ЦКД – Центрально-Камчатская депрессия, ВВП – Восточный вулканический пояс. Стрелкой показано направление смещения области влияния океанической астеносферы

Таблица 1. Описание образцов пород вулканического центра Уксичан

| Образец | Возраст | Вулканическая постройка | Тип породы | Широта (С) | Долгота (В) |
|-----------|----------------|---|--------------------|--------------|---------------|
| ES-914 | N ₂ | Стратовулкан | Трахибазальт | 56°0'19.47" | 158°30'49.36" |
| ES-1826 | N ₂ | Стратовулкан | Базальт | 56°2'4.19" | 158°18'1.43" |
| ES-898 | N ₂ | Стратовулкан | Базальт | 56°3'59.42" | 158°34'41.68" |
| ES-1756 | N ₂ | Стратовулкан | Андезибазальт | 56°7'54.70" | 158°19'29.86" |
| ES-1777 | N ₂ | Стратовулкан | Трахиандезибазальт | 56°7'23.17" | 158°19'40.79" |
| ES-1755 | N ₂ | Стратовулкан | Трахиандезибазальт | 56°7'53.34" | 158°19'26.97" |
| ES-862* | N ₂ | Стратовулкан | Трахиандезибазальт | 55°57'19.90" | 158°28'15.67" |
| ES-777 | N ₂ | Стратовулкан | Трахиандезит | 56°3'46.60" | 158°25'5.55" |
| ES-1838 | N ₂ | Щитовой вулкан | Базальт | 56°1'21.13" | 158°17'35.52" |
| ES-1837 | N ₂ | Щитовой вулкан | Андезибазальт | 56°1'27.29" | 158°17'42.08" |
| ES-1742 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезибазальт | 56°6'39.78" | 158°17'43.62" |
| ES-1718 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезибазальт | 56°3'52.00" | 158°15'32.11" |
| ES-1722 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезибазальт | 56°4'9.79" | 158°15'44.61" |
| ES-1731 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезибазальт | 56°4'51.79" | 158°15'56.92" |
| ES-1832 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезибазальт | 56°1'50.26" | 158°18'13.92" |
| ES-1833 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезибазальт | 56°1'48.72" | 158°18'15.54" |
| ES-1831 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезибазальт | 56°1'52.13 | 158°18'12.06 |
| ES-1834 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 56°1'45.61" | 158°18'12.80" |
| ES-1721 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 56°4'6.63" | 158°15'39.56" |
| ES-1730 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 56°4'53.81" | 158°16'2.29" |
| ES-1738 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 56°5'2.91" | 158°17'24.28" |
| ES-871* | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 55°57'39.79" | 158°35'2.14" |
| ES-781* | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 56°5'26.52" | 158°23'43.14" |
| ES-872* | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 55°57'42.31" | 158°35'1.93" |
| ES-1712 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 56°3'57.15" | 158°16'5.61" |
| ES-1706 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахиандезит | 56°5'20.68" | 158°19'45.40" |
| ES-1735 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахидацит | 56°5'13.75" | 158°16'41.32" |
| ES-1720/1 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахит | 56°4'18.28" | 158°15'24.75" |
| ES-1746 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахит | 56°7'53.63" | 158°18'54.11" |
| ES-756 | N ₂ | Щитовой вулкан | Трахит | 55°56'41.62" | 158°27'30.77" |
| ES-806 | N ₂ | Кальдера | Дацит | 56°4'20.61" | 158°23'21.83" |
| ES-774* | N ₂ | Кальдера | Трахит | 55°58'47.21" | 158°34'3.28" |
| ES-809* | N ₂ | Кальдера | Трахидацит | 56°3'15.89" | 158°28'16.12" |
| ES-810* | N ₂ | Кальдера | Трахидацит | 56°2'48.79" | 158°29'1.08" |
| ES-944 | N ₂ | Кальдера | Щелочные риодациты | 56°3'50.47" | 158°29'23.97" |
| ES-911* | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Базальт | 56°0'21.32" | 158°31'9.49" |
| ES-772* | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Базальт | 55°59'21.23" | 158°32'13.24" |
| ES-910* | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Базальт | 55°59'45.50" | 158°30'3.33" |
| ES-769 | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Базальт | 55°59'18.90" | 158°32'4.83" |
| ES-909* | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Базальт | 55°59'39.55" | 158°29'53.87" |
| ES-887 | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Андезибазальт | 56°0'10.42" | 158°35'16.66" |
| ES-1751 | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Андезибазальт | 56°8'42.55" | 158°19'8.37" |
| ES-757 | Q ₃ | Поздние щитовые вулканические постройки | Андезит | 55°56'58.64" | 158°27'10.79" |
| ES-976* | Q ₄ | Ареальные конуса | Базальт | 55°58'26.00" | 158°30'20.89" |
| ES-762* | Q ₄ | Ареальные конуса | Базальт | 55°56'56.18" | 158°26'13.21" |
| ES-936 | Q ₄ | Ареальные конуса | Андезибазальт | 55°56'0.10" | 158°31'57.55" |
| ES-751* | Q ₄ | Ареальные конуса | Андезибазальт | 55°56'57.83" | 158°31'6.17" |
| ES-814* | Q ₄ | Ареальные конуса | Андезибазальт | 55°56'28.23" | 158°29'37.50" |

а в голоцене (Q4) – моногенные шлаковые конуса. В строении вулканических разрезов наряду с лавами принимают участие аглотинаты, агломератовые и псефитовые туфы, шлаки (Перепелов, 1989). Современная вулканическая активность в пределах вулканического центра Уксичан не фиксируется.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе основное внимание уделялось изучению мафических лав ($\text{SiO}_2 < 57 \text{ мас.}\%$), наиболее информативных при реконструкции глубинных магматических процессов. Возрастная привязка и координаты изученных образцов приведены в табл. 1.

Пробоподготовка проводилась на оборудовании для обработки геологических проб и образцов российского производства и фирмы Fritsch (Германия) с контролем качества и чистоты. Для изучения минерального состава и структур вулканических пород было описано 155 прозрачных шлифов с использованием современного поляризационного микроскопа ERGAVAL CARL ZEISS JENA (Германия) (ДВГИ ДВО РАН). Составы породообразующих и акцессорных минералов, стекла основной массы определялись с использованием рентгеновских микроанализаторов JXA-8100 (JEOL Ltd., Япония) (ДВГИ ДВО РАН), Camebax 244 (ИВиС ДВО РАН).

Концентрация петрогенных элементов определялась в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН с применением методов гравиметрии (SiO_2) и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США). В качестве внутреннего стандарта добавлялся раствор кадмия (концентрация 10 г/т) (аналитики В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Учитывая преимущественно основной состав и относительно низкое содержание щелочей, для перевода в раствор силикатного вещества применялся метод открытого кислотного разложения в смеси кислот HF, HNO_3 , HClO_4 («suprapure», Merck) в отношении 2.5 : 1 : 0.5. Градуировочные растворы готовились из стандартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1 (Россия) путем открытого разложения.

Определение микроэлементов выполнялось на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) с исполь-

зованием в качестве внутреннего стандарта ^{115}In при конечной концентрации в растворе 10 мг/т. Для градуировки прибора применялись многоэлементные сертифицированные растворы CLMS-1, -2, -3, -4 (США); в качестве стандартов – геологические образцы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония) (Imai et al., 1995).

Pb, Sr, Nd изотопные анализы были выполнены в GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research (Кельн, Германия) с использованием дробленых фрагментов пород из фракции 0.5–2 мм. Около 150–300 мг материала выдерживали в ультрачистом растворе 2N HCl при 70°C в течение одного часа, а затем трижды промывали в ультрачистой воде. Полученную пробу растворяли в смеси кислот HF- HNO_3 при 150°C в течение 48 ч в закрытом 15 мл тефлоновом контейнере с последующим хроматографическим выделением Pb, Sr и Nd согласно процедуре, описанной в работе (Hoernle et al., 2011).

Изотопный состав Sr и Nd анализировался на масс-спектрометре ThermoFinnigan TRITON. Измеренные отношения Sr и Nd нормализовывались к $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Измеренные отношения представлены относительно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 0.000007$ (N = 6, 2s) для стандарта NBS987 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511850 \pm 0.000011$ (N = 5, 2s) для стандарта La Jolla. Изотопные отношения Pb определялись по методике двойного изотопного разбавления с использованием ^{207}Pb - ^{204}Pb маркера SBL74, согласно процедуре, изложенной в работе (Hoernle et al., 2011). Анализы проводились на Finnigan MAT262 RPQ²⁺. В период 2012–2014 гг. полученные с использованием этой методики значения для стандарта SRM NBS 981 составили $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7249 \pm 0.0070$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4991 \pm 0.0027$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9417 \pm 0.0027$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91485 \pm 0.00004$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.16772 \pm 0.00013$ (N = 95, 2s). Лабораторный фон для Sr-Nd-Pb составлял менее 50 пикограмм и принимался незначительным.

Изотопный анализ кислорода по валу выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому измерению проведена лазерным методом фторирования. Выделение кислорода выполнено при нагреве проб инфракрасным лазером (MIR-10-30, NewWaveResearch, USA) в атмосфере паров BrF_5 . Очистка кислорода произведена методом

криогенного разделения, химическим методом с использованием КВг и хроматографическим методом на капиллярной колонке MOLSIV (длина 25 м, внутренний диаметр 0.32 мм, рабочая температура 60°C). Измерение изотопного состава кислорода проведено на изотопном масс-спектрометре FinniganMAT 253 (ThermoScientific, Германия), работающем в режиме постоянного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного стандарта O₂, калиброванного по международному стандарту NBS-28 и стандарту UWG-2 (Valley et al., 1995). Результаты измерений представлены в общепринятой форме:

$$\delta = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1) \times 1000 (\text{‰}),$$

где $R_{\text{образец}}$ и $R_{\text{стандарт}}$ — отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в образце и стандарте соответственно. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ по стандартам (1 σ) составляла 0.2‰, $n = 10$. Вес анализируемых образцов 1–2 мг. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ образцов даны в отношении к международному стандарту VSMOW.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общие черты петрохимии и геохимии вулканических пород центра Уксичан были рассмотрены в работах Э.И. Пополитова и О.Н. Волынца (1981), а также О.Н. Волынца с соавторами (1986). Анализируя распределение редких и петрогенных элементов, исследователи отнесли серию лав щитового вулкана к абсарокит-шошонит-латит-трахитовой серии. В более поздних работах (Перепелов, 1989; Антипин и др., 1987) эффузивные породы плиоценового возраста были объединены в высококалийевую известково-щелочную, шошонит-латитовую и умеренно-калийевую известково-щелочную серии.

Петрография и минералогия

В пределах плиоценового щитового сооружения мафические лавы характеризуют, главным образом, начальные этапы формирования. Они представлены трахибазальтами и трихиандезибазальтами, в ассоциации минералов-вкрапленников которых преобладают плагиоклаз (An_{52-90} 15–20%), клинопироксен ($Mg\# = 65-77$, 5–8 %), оливин (Fo_{60-75} 3–5 %), магнетит (< 2%) и ортопироксен ($Mg\# = 64-77$, < 2%). По характеру сростков и включений можно предположить, что на позднем этапе происходила совместная кристаллизация

$Pl + Crx + Ol \pm Opx \pm Ti-Mag$. В некоторых образцах наблюдаются гибридные ассоциации вкрапленников плагиоклаза и пироксена с прямой зональностью (Pl : центр — An_{64-71} , край — An_{47-64} ; Crx : центр — $Mg\# = 76-77$, край — $Mg\# = 72-75$) и обратной зональностью (Pl : центр — An_{52-83} , край — An_{62-86} ; Crx : центр — $Mg\# = 70-74$, край — $Mg\# = 76$).

Познеплейстоцен-голоценовые базальты и андезибазальты, слагающие небольшие щитовые вулканы, характеризуются порфировой структурой и преимущественно гиалопилитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз (An_{60-81} 13–18%), оливин (Fo_{67-78} 2–7%), клинопироксен ($Mg\# = 73-75$, 2–4%) и ортопироксен ($Mg\# = 73-76$, < 2%). Сравнительно низкое содержание волластонитового минала в клинопироксенах и высокое в ортопироксенах, свидетельствует о повышенных температурах кристаллизации. Титаномagnetит диагностируется только в основной массе.

Мафические лавы моногенных шлаковых конусов, относимые к голоцену, отличаются редкопорфировой структурой и гиалопилитовой основной массой с доминированием вкрапленников оливина (Fo_{66-88} 10–12%). Субфенокристаллы Pl (An_{73-85} < 3%) и Crx ($Mg\# = 72-81$, < 3%) встречаются в небольшом количестве. В основной массе присутствует магнетит. По характеру сростков и включений предполагается сходный порядок кристаллизации позднеплейстоценовых и голоценовых основных пород: $Ol \pm Px \rightarrow Ol + Px \pm Pl \pm Ti-Mag$.

Геохимия главных и микроэлементов

Плиоценовые мафические лавы щитовой постройки классифицируются как умеренно- и высококалийевые трахибазальты и трахиандезибазальты ($K_2O = 1.1-2.7$ мас.%) (рис. 2). На вариационных диаграммах (рис. 3) эти породы, а также более кислые латиты, формируют единый эволюционный ряд с закономерным снижением концентраций оксидов железа, кальция, глинозема и возрастанием суммы щелочей и SiO_2 при уменьшении содержания MgO . Содержание TiO_2 меняется незначительно (0.9–1.2 мас.%) (табл. 2).

Наиболее высокие концентрации некогерентных микроэлементов (Rb, Ba, Sr, Zr, Th, U) наблюдаются в образцах с низкой магнезиальностью (табл. 2). Концентрации REE (TR + Y) в трахибазальтах и трахиандезибазальтах колеблются в интервале 82–136 г/т.

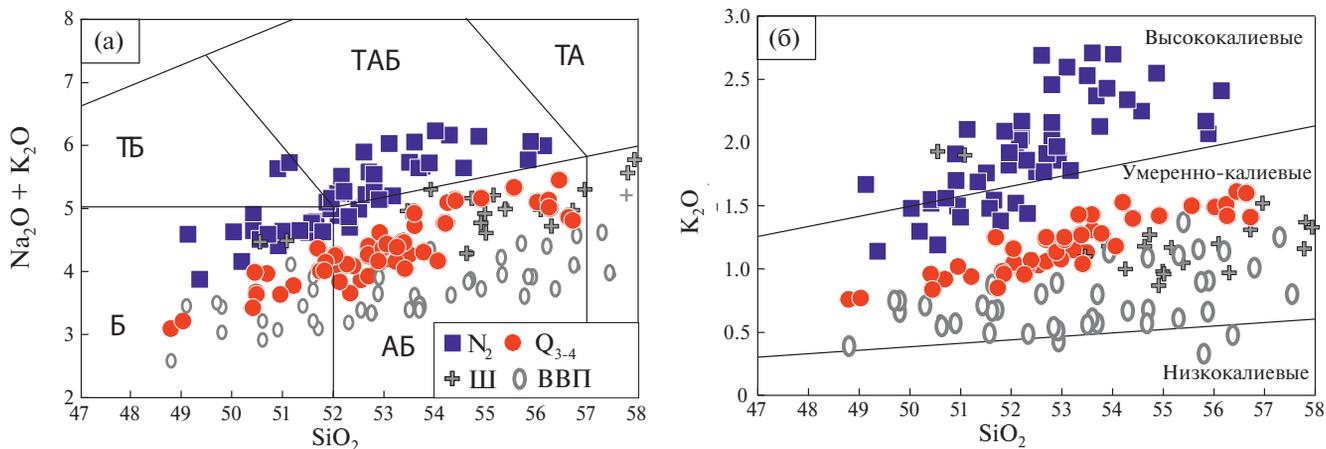


Рис. 2. Классификационные диаграммы вулканического центра Укичан по (Le Maitre et al., 2002), (мас.%). Для сравнения показаны составы пород вулкана Шивелуч (Ш) (неопубликованные данные) и ВВП по (Churikova et al., 2001; Münker et al., 2004; Kerezhinskas et al., 1997). Поля составов: Б – базальты, АБ – андезибазальты, ТБ – трахибазальты, ТАБ – трахиандезибазальты, ТА – трахиандезиты.

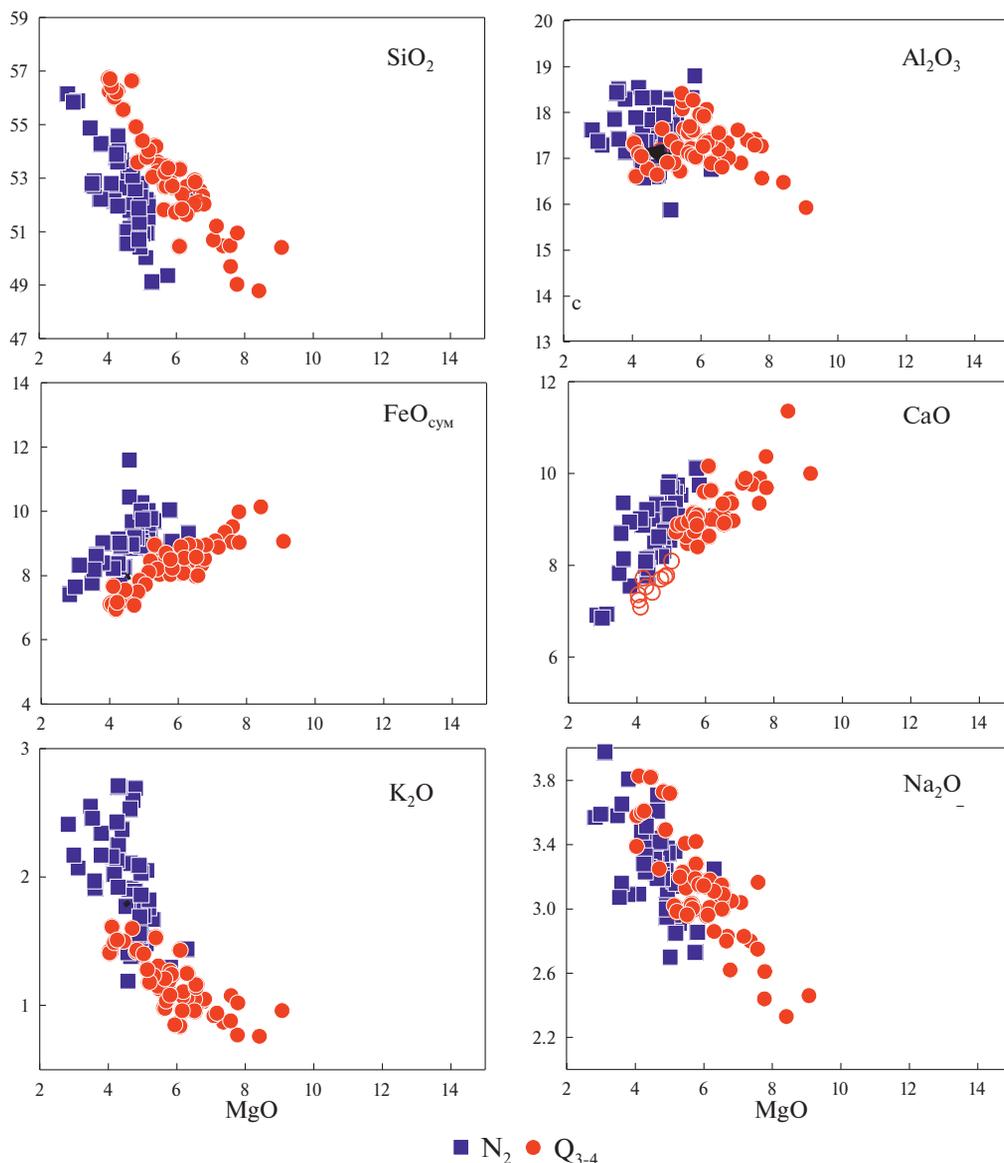


Рис. 3. Вариации содержаний петрогенных оксидов (мас.%) в зависимости от магнезиальности в породах вулканического центра Укичан (N_2 – Q_{3-4}).

Таблица 2. Содержания петрогенных оксидов (мас.%) и микроэлементов (г/т) в представительных образцах вулканического центра Уксичан

| Компо- ненты | Стратовулкан Уксичан (N ₂) | | | | | | | |
|--------------------------------|--|--------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|
| | ES-1826 | ES-914 | ES-898 | ES-1756 | ES-862* | ES-1777 | ES-1755 | ES-777 |
| SiO ₂ | 51.66 | 51.13 | 50.19 | 52.8 | 54.57 | 52.2 | 53.75 | 59.28 |
| TiO ₂ | 0.97 | 1.18 | 0.92 | 0.88 | 0.95 | 0.99 | 0.93 | 0.77 |
| Al ₂ O ₃ | 17.52 | 17.95 | 18.8 | 17.66 | 17.61 | 15.88 | 16.99 | 16.41 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.36 | 5.07 | 4.3 | 3.8 | 3.23 | 1.49 | 1.36 | 2.23 |
| FeO | 6.94 | 4.37 | 5.24 | 5.58 | 5.03 | 7.59 | 6.92 | 3.99 |
| MnO | 0.13 | 0.16 | 0.18 | 0.17 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.13 |
| MgO | 4.9 | 4.65 | 5.82 | 4.96 | 4.3 | 5.12 | 4.24 | 3.46 |
| CaO | 9.7 | 9.01 | 9.75 | 8.55 | 7.77 | 9.35 | 7.97 | 5.67 |
| Na ₂ O | 3.24 | 3.61 | 2.86 | 3.35 | 3.38 | 3.17 | 3.53 | 3.69 |
| K ₂ O | 1.54 | 2.1 | 1.3 | 2.03 | 2.25 | 2.05 | 2.13 | 3.1 |
| P ₂ O ₅ | 0.32 | 0.47 | 0.26 | 0.32 | 0.41 | 0.36 | 0.35 | 0.27 |
| H ₂ O ⁻ | н.а. | 0.12 | 0.21 | н.о. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| П.п.п. | 1.06 | 0.48 | 0.58 | 0.21 | 0.01 | 0.93 | 0.96 | 0.73 |
| Сумма | 99.34 | 100.30 | 100.41 | 100.31 | 99.67 | 99.29 | 99.28 | 99.73 |
| Cs | 0.21 | 0.22 | 0.25 | 0.44 | 0.61 | 0.43 | 0.54 | 1.3 |
| Rb | 15.22 | 23.97 | 12.77 | 20.19 | 30.24 | 22.11 | 25.83 | 51.17 |
| Ba | 582.9 | 736.3 | 521.4 | 762.1 | 692.97 | 679.5 | 706.8 | 941.2 |
| Th | 0.67 | 1.41 | 0.56 | 1.05 | 1.58 | 0.93 | 1.03 | 2.2 |
| U | 0.53 | 0.88 | 0.42 | 0.72 | 0.74 | 0.65 | 0.72 | 1.47 |
| Nb | 1.46 | 5.17 | 1.33 | 2 | 3.95 | 2.21 | 2.19 | 4.92 |
| Ta | 0.11 | 0.28 | 0.08 | 0.14 | 0.23 | 0.3 | 0.17 | 0.34 |
| La | 7.31 | 13.89 | 7.23 | 10.23 | 13.73 | 8.8 | 9.62 | 15.98 |
| Ce | 17.61 | 35.5 | 18.5 | 24.85 | 34.69 | 21.28 | 22.85 | 37.68 |
| Pb | 5.39 | 6.3 | 4.56 | 6.65 | 6.49 | 5.95 | 7.04 | 8.8 |
| Pr | 2.74 | 4.83 | 2.82 | 3.69 | 5.05 | 3.27 | 3.51 | 5.16 |
| Sr | 732.2 | 834.4 | 760.3 | 711.2 | 621.04 | 697.6 | 647.7 | 474 |
| Nd | 13.76 | 21.52 | 13.42 | 17.02 | 22.61 | 15.69 | 16.61 | 21.63 |
| Zr | 55.24 | 106.7 | 55.39 | 93.68 | 174.87 | 74.45 | 81.11 | 171.2 |
| Hf | 2.1 | 2.86 | 1.73 | 2.58 | 3.11 | 2.85 | 3.08 | 4.3 |
| Sm | 3.53 | 5.03 | 3.46 | 4.25 | 5.28 | 4 | 3.99 | 4.8 |
| Eu | 1.12 | 1.57 | 1.17 | 1.16 | 1.61 | 1.22 | 1.19 | 1.16 |
| Gd | 3.68 | 5.11 | 3.76 | 4.42 | 4.59 | 3.99 | 4.22 | 4.9 |
| Tb | 0.51 | 0.75 | 0.55 | 0.66 | 0.7 | 0.58 | 0.57 | 0.71 |
| Dy | 3.1 | 4.34 | 3.34 | 4.04 | 4.29 | 3.4 | 3.61 | 4.27 |
| Y | 16.91 | 22.74 | 17.64 | 21.02 | 22.75 | 19.4 | 20.45 | 21.92 |
| Ho | 0.63 | 0.86 | 0.65 | 0.8 | 0.87 | 0.74 | 0.75 | 0.83 |
| Er | 1.74 | 2.49 | 1.99 | 2.37 | 2.35 | 2.02 | 2.11 | 2.59 |
| Tm | 0.24 | 0.33 | 0.26 | 0.31 | 0.35 | 0.29 | 0.3 | 0.35 |
| Yb | 1.56 | 2.32 | 1.75 | 2.28 | 2.35 | 1.83 | 1.87 | 2.49 |
| Lu | 0.25 | 0.33 | 0.27 | 0.34 | 0.36 | 0.3 | 0.31 | 0.37 |

Продолжение таблицы 2

| Компо- ненты | Щитовой вулкан Уксичан (N ₂) | | | | | | | |
|--------------------------------|--|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | ES-1838 | ES-1837 | ES-1742 | ES-1718 | ES-1722 | ES-1731 | ES-1831 | ES-1832 |
| SiO ₂ | 51 | 51.95 | 52.7 | 52.6 | 53.5 | 53.1 | 52.9 | 52.8 |
| TiO ₂ | 1.17 | 0.92 | 0.93 | 0.99 | 0.96 | 0.98 | 0.91 | 0.87 |
| Al ₂ O ₃ | 16.82 | 16.97 | 17.42 | 16.7 | 16.6 | 16.65 | 18.51 | 18.44 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.72 | 1.45 | 1.28 | 1.36 | 1.33 | 1.36 | 1.27 | 3.29 |
| FeO | 8.78 | 7.4 | 6.55 | 6.93 | 6.79 | 6.95 | 6.51 | 5.25 |
| MnO | 0.17 | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.14 | 0.15 |
| MgO | 4.57 | 5.19 | 3.61 | 4.8 | 4.64 | 4.73 | 3.6 | 3.54 |
| CaO | 9.36 | 9.08 | 8.14 | 8.73 | 8.62 | 8.19 | 9.36 | 8.7 |
| Na ₂ O | 3.22 | 3.16 | 3.65 | 3.19 | 3.19 | 3.42 | 3.16 | 3.07 |
| K ₂ O | 1.41 | 1.82 | 1.91 | 2.69 | 2.53 | 2.6 | 1.97 | 2.46 |
| P ₂ O ₅ | 0.32 | 0.29 | 0.35 | 0.48 | 0.45 | 0.45 | 0.38 | 0.39 |
| H ₂ O ⁻ | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.о. |
| П.п.п. | 0.48 | 0.25 | 1.07 | 0.59 | 0.21 | 0.76 | 0.87 | 0.58 |
| Сумма | 99.02 | 98.63 | 97.75 | 99.22 | 98.98 | 99.35 | 99.58 | 99.54 |
| Cs | 0.17 | 0.37 | 0.47 | 0.62 | 0.51 | 0.64 | 0.37 | 0.81 |
| Rb | 12.92 | 22.13 | 25.7 | 29.42 | 33.91 | 37.65 | 22.91 | 33.33 |
| Ba | 510 | 562.4 | 665.2 | 755.7 | 724.5 | 746.9 | 691.4 | 732 |
| Th | 0.58 | 0.91 | 0.86 | 1.32 | 1.27 | 1.3 | 1 | 1.24 |
| U | 0.39 | 0.64 | 0.6 | 1.01 | 1 | 0.97 | 0.73 | 1.03 |
| Nb | 1.17 | 2.11 | 1.85 | 2.42 | 2.26 | 2.99 | 1.58 | 2.12 |
| Ta | 0.09 | 0.13 | 0.2 | 0.21 | 0.22 | 0.31 | 0.14 | 0.15 |
| La | 7.29 | 8.23 | 8.69 | 11.09 | 10.92 | 11.12 | 9.54 | 10.79 |
| Ce | 18.67 | 19.97 | 20.43 | 29.14 | 28.11 | 27.32 | 24.11 | 27.19 |
| Pb | 3.99 | 6 | 5.43 | 7.32 | 7.03 | 7.32 | 6.64 | 6.94 |
| Pr | 2.74 | 2.99 | 3.07 | 4.3 | 4.18 | 4.13 | 3.52 | 4.13 |
| Sr | 718 | 698.3 | 693.1 | 640.5 | 630.5 | 721.2 | 739.3 | 730.5 |
| Nd | 13.26 | 14.46 | 14.93 | 20.25 | 19.56 | 19.69 | 16.82 | 19.1 |
| Zr | 47.13 | 70.69 | 68.35 | 99.24 | 85.82 | 96.51 | 69.68 | 98.87 |
| Hf | н.а. | 2.73 | 2.65 | н.а. | н.а. | 3.6 | н.а. | 2.91 |
| Sm | 3.28 | 3.54 | 3.7 | 4.69 | 4.82 | 4.72 | 4.01 | 4.65 |
| Eu | 1.17 | 1.1 | 1.22 | 1.5 | 1.46 | 1.48 | 1.22 | 1.26 |
| Gd | 3.57 | 3.73 | 4.04 | 4.87 | 4.92 | 4.72 | 4.13 | 4.66 |
| Tb | 0.53 | 0.49 | 0.55 | 0.69 | 0.69 | 0.66 | 0.61 | 0.69 |
| Dy | 3.08 | 3.08 | 3.41 | 3.97 | 4 | 3.94 | 3.59 | 3.92 |
| Y | 15.65 | 17.06 | 18.9 | 18.93 | 19.21 | 21.24 | 18.23 | 19.39 |
| Ho | 0.64 | 0.66 | 0.7 | 0.79 | 0.83 | 0.79 | 0.72 | 0.79 |
| Er | 1.7 | 1.71 | 1.93 | 2.15 | 2.17 | 2.26 | 1.95 | 2.34 |
| Tm | 0.25 | 0.26 | 0.29 | 0.32 | 0.34 | 0.31 | 0.29 | 0.32 |
| Yb | 1.62 | 1.69 | 1.86 | 2.07 | 2.06 | 2.02 | 1.88 | 2.18 |
| Lu | 0.25 | 0.26 | 0.28 | 0.32 | 0.33 | 0.33 | 0.3 | 0.32 |

Продолжение таблицы 2

| Компо- ненты | Щитовой вулкан Уксичан (N ₂) | | | | | | | |
|--------------------------------|--|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | ES-1833 | ES-1834 | ES-1721 | ES-1730 | ES-1738 | ES-871* | ES-781* | ES-872* |
| SiO ₂ | 52.8 | 57.3 | 57.9 | 57.9 | 58.9 | 58.64 | 60.6 | 58.74 |
| TiO ₂ | 0.86 | 0.8 | 1.07 | 1.08 | 1.13 | 1.06 | 0.77 | 0.94 |
| Al ₂ O ₃ | 17.89 | 18.89 | 16 | 16.1 | 15.54 | 16.41 | 16.5 | 17.49 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.32 | 2.69 | 1.09 | 1.15 | 1.15 | 3.53 | 2.82 | 2.91 |
| FeO | 3.48 | 3.5 | 5.56 | 5.86 | 5.87 | 4.06 | 3.16 | 3.7 |
| MnO | 0.15 | 0.13 | 0.15 | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 0.13 | 0.16 |
| MgO | 4.1 | 2.03 | 2.44 | 2.44 | 1.94 | 2.17 | 2.21 | 2.17 |
| CaO | 9.01 | 6.72 | 5.5 | 5.51 | 4.89 | 4.9 | 4.97 | 5.6 |
| Na ₂ O | 3.09 | 3.96 | 3.96 | 4.13 | 3.94 | 4.28 | 3.83 | 4.18 |
| K ₂ O | 2.16 | 3.39 | 4.66 | 3.96 | 4.32 | 3.75 | 3.94 | 3.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.34 | 0.43 | 0.65 | 0.68 | 0.61 | 0.6 | 0.32 | 0.44 |
| H ₂ O ⁻ | н.о. | н.о. | н.а. | н.о. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| П.п.п. | 0.38 | 0.7 | 0.59 | 0.5 | 1.05 | 0.21 | 0.35 | 0.13 |
| Сумма | 99.58 | 100.54 | 99.57 | 99.48 | 99.48 | 99.77 | 99.6 | 99.74 |
| Cs | 0.52 | 0.95 | 1.4 | 1.1 | 1.11 | 1.17 | 1.75 | 1.07 |
| Rb | 26.13 | 36.83 | 59.88 | 49.5 | 56.7 | 65.15 | 74.43 | 54.69 |
| Ba | 792.1 | 1060.58 | 1051 | 1056 | 1095 | 1078.56 | 1029.05 | 967.99 |
| Th | 1.25 | 2.11 | 2.46 | 2 | 2.37 | 2.44 | 2.58 | 2.05 |
| U | 0.94 | 1.51 | 1.81 | 1.5 | 1.82 | 1.45 | 2.16 | 1.32 |
| Nb | 2.1 | 3.74 | 4.57 | 3.5 | 3.82 | 4.53 | 5.7 | 3.89 |
| Ta | 0.15 | 0.28 | 0.31 | 0.3 | 0.29 | 0.3 | 0.39 | 0.27 |
| La | 10.89 | 16.25 | 16.36 | 16.5 | 18.2 | 20.44 | 17.55 | 16.81 |
| Ce | 26.94 | 40.54 | 42.35 | 41.9 | 44.35 | 50.75 | 40.23 | 41.33 |
| Pb | 7.76 | 10.66 | 10.44 | 10.3 | 11.35 | 11.18 | 10.08 | 8.99 |
| Pr | 4 | 5.87 | 6.31 | 6.1 | 6.59 | 7.29 | 5.62 | 5.89 |
| Sr | 742.4 | 734.27 | 514.4 | 529 | 480.8 | 518.88 | 446.87 | 612.29 |
| Nd | 18.64 | 26.6 | 27.96 | 28.4 | 30.25 | 31.59 | 24.88 | 26.68 |
| Zr | 92.43 | 157.86 | 166.9 | 137.3 | 156.5 | 253.59 | 190.38 | 229.21 |
| Hf | 2.82 | 4.52 | н.а. | н.а. | н.а. | 4.34 | 4.73 | 4.13 |
| Sm | 4.67 | 6.13 | 7 | 6.5 | 6.93 | 7.07 | 5.88 | 6.5 |
| Eu | 1.23 | 1.5 | 1.83 | 1.8 | 1.91 | 2.25 | 1.58 | 1.95 |
| Gd | 4.8 | 6.16 | 6.66 | 6.6 | 6.98 | 6.45 | 5.04 | 5.82 |
| Tb | 0.71 | 0.9 | 0.93 | 0.9 | 1 | 1.05 | 0.81 | 0.89 |
| Dy | 4.32 | 5.36 | 5.4 | 5.4 | 5.83 | 6.25 | 4.62 | 5.44 |
| Y | 20.41 | 26.72 | 27.12 | 27.5 | 28.49 | 35.55 | 24.26 | 31.03 |
| Ho | 0.84 | 1.05 | 1.12 | 1.1 | 1.19 | 1.24 | 1 | 1.11 |
| Er | 2.43 | 3.22 | 3.09 | 3.1 | 3.2 | 3.37 | 2.58 | 3.02 |
| Tm | 0.33 | 0.44 | 0.46 | 0.5 | 0.49 | 0.52 | 0.38 | 0.46 |
| Yb | 2.32 | 3.09 | 2.96 | 3 | 3.11 | 3.45 | 2.54 | 3.09 |
| Lu | 0.34 | 0.44 | 0.49 | 0.5 | 0.48 | 0.53 | 0.41 | 0.47 |

Продолжение таблицы 2

| Компо- ненты | Щитовой вулкан Уксичан (N ₂) | | | | | | | |
|--------------------------------|--|---------|---------|-----------|---------|--------|--------|---------|
| | ES-1712 | ES-1706 | ES-1735 | ES-1720/1 | ES-1746 | ES-756 | ES-806 | ES-774* |
| SiO ₂ | 59 | 56.7 | 62 | 62.8 | 62.9 | 63.8 | 67.2 | 63.96 |
| TiO ₂ | 1.07 | 0.84 | 0.94 | 0.97 | 1.1 | 0.9 | 0.53 | 0.92 |
| Al ₂ O ₃ | 15.43 | 16.08 | 15.89 | 15.71 | 14.22 | 15.89 | 14.9 | 16.22 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.13 | 1.02 | 1.81 | 0.74 | 0.88 | 3.16 | 2.52 | 2.67 |
| FeO | 4.35 | 5.22 | 3.14 | 3.8 | 4.52 | 1.42 | 1.56 | 1.74 |
| MnO | 0.16 | 0.13 | 0.16 | 0.15 | 0.14 | 0.18 | 0.09 | 0.15 |
| MgO | 2.17 | 3.14 | 1.55 | 1.41 | 1.28 | 1.03 | 1.74 | 0.95 |
| CaO | 5.08 | 6.3 | 3.33 | 3.29 | 3.1 | 2.42 | 3.64 | 2.5 |
| Na ₂ O | 3.97 | 3.64 | 4.44 | 4.53 | 4.31 | 4.63 | 3.94 | 4.61 |
| K ₂ O | 4.38 | 3.83 | 5.09 | 5.26 | 5.73 | 5.8 | 3.66 | 5.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.6 | 0.44 | 0.37 | 0.37 | 0.43 | 0.26 | 0.17 | 0.26 |
| H ₂ O ⁻ | н.о. | н.а. | н.о. | н.а. | н.а. | н.о. | н.о. | н.а. |
| П.п.п. | 0.48 | 2.07 | 0.85 | 0.54 | 1 | 0.15 | 0.17 | 0.59 |
| Сумма | 99.82 | 99.41 | 99.57 | 99.57 | 99.61 | 99.64 | 100.12 | 99.64 |
| Cs | 1.27 | 1.51 | 1.82 | 1.25 | 1.79 | 1.25 | 1.28 | 1.37 |
| Rb | 61.54 | 82.04 | 73.78 | 69.42 | 87.14 | 92.48 | 58.21 | 85.66 |
| Ba | 1219 | 922.3 | 1392 | 1250 | 1236 | 1634 | 942.5 | 1233.8 |
| Th | 2.65 | 2.14 | 3.45 | 2.81 | 3.34 | 3 | 3.18 | 3.23 |
| U | 2.02 | 1.8 | 2.65 | 2.07 | 2.57 | 1.57 | 2.01 | 1.83 |
| Nb | 4.63 | 4.9 | 6.24 | 5.06 | 6.73 | 7.52 | 4.87 | 6.29 |
| Ta | 0.31 | 0.69 | 0.46 | 0.36 | 0.45 | 0.53 | 0.39 | 0.44 |
| La | 19.78 | 13.49 | 25.86 | 24.48 | 23.29 | 27.95 | 16.2 | 25.89 |
| Ce | 48.22 | 32.26 | 64.46 | 55.37 | 54.74 | 74.44 | 35.37 | 60.89 |
| Pb | 9.9 | 10.69 | 10.5 | 13.12 | 14.36 | 10.8 | 9.3 | 12.88 |
| Pr | 7.2 | 4.75 | 8.98 | 8.25 | 7.86 | 9.52 | 4.49 | 8.5 |
| Sr | 497.6 | 559.8 | 456 | 405.5 | 336.7 | 402.5 | 374.2 | 345.47 |
| Nd | 32.59 | 22.43 | 39.18 | 36.57 | 34.59 | 40.71 | 17.5 | 36.33 |
| Zr | 186.9 | 138.8 | 239.5 | 179 | 234.3 | 161.5 | 84.03 | 309.68 |
| Hf | 5.3 | 4.98 | 6.59 | н.а. | 7.97 | 5.53 | 2.74 | 5.78 |
| Sm | 7.65 | 4.71 | 8.98 | 8.07 | 7.72 | 9.17 | 3.71 | 7.83 |
| Eu | 1.76 | 1.37 | 1.95 | 1.99 | 1.78 | 2.05 | 0.78 | 2.1 |
| Gd | 7.66 | 4.92 | 8.8 | 7.89 | 7.64 | 8.75 | 3.6 | 7.52 |
| Tb | 1.14 | 0.67 | 1.26 | 1.14 | 1.06 | 1.28 | 0.52 | 1.14 |
| Dy | 6.48 | 4.02 | 7.49 | 6.56 | 6.28 | 7.12 | 3.19 | 6.73 |
| Y | 32.94 | 22.6 | 37.04 | 35.04 | 35.5 | 31.93 | 16.42 | 42.67 |
| Ho | 1.34 | 0.83 | 1.5 | 1.35 | 1.3 | 1.35 | 0.64 | 1.38 |
| Er | 3.85 | 2.33 | 4.45 | 3.77 | 3.68 | 3.76 | 1.9 | 3.85 |
| Tm | 0.54 | 0.35 | 0.63 | 0.57 | 0.56 | 0.53 | 0.28 | 0.57 |
| Yb | 3.63 | 2.34 | 4.26 | 3.6 | 3.59 | 3.65 | 1.99 | 3.69 |
| Lu | 0.56 | 0.34 | 0.64 | 0.6 | 0.61 | 0.52 | 0.3 | 0.59 |

Продолжение таблицы 2

| Компо- ненты | Щитовой вулкан Уксичан (N ₂) | | | Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃) | | | | |
|--------------------------------|--|---------|---------|--|--------|--------|---------|--------|
| | ES-809* | ES-810* | ES-944* | ES-911 | ES-772 | ES-910 | ES-769* | ES-909 |
| SiO ₂ | 63.17 | 69.12 | 68.7 | 51.82 | 52.04 | 51.69 | 52.26 | 50.45 |
| TiO ₂ | 0.82 | 0.51 | 0.5 | 0.99 | 1.07 | 1.17 | 1.07 | 1.03 |
| Al ₂ O ₃ | 16.89 | 16.09 | 15.68 | 17.57 | 16.83 | 16.9 | 17.56 | 17.92 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.67 | 1.33 | 1.55 | 2.61 | 4.02 | 2.71 | 3.78 | 3.03 |
| FeO | 1.83 | 1.01 | 0.51 | 6.38 | 5.21 | 6.55 | 4.64 | 6.2 |
| MnO | 0.09 | 0.13 | 0.06 | 0.16 | 0.17 | 0.16 | 0.15 | 0.17 |
| MgO | 1.07 | 0.54 | 0.24 | 5.64 | 6.57 | 6.3 | 6.52 | 6.09 |
| CaO | 2.91 | 1.51 | 1 | 9.13 | 8.93 | 9.02 | 9.32 | 10.16 |
| Na ₂ O | 4.64 | 4.75 | 4.82 | 3.03 | 3.09 | 3.11 | 3.15 | 3.14 |
| K ₂ O | 4.63 | 4.92 | 6.39 | 0.98 | 1.16 | 1.25 | 0.96 | 0.84 |
| P ₂ O ₅ | 0.27 | 0.07 | 0.07 | 0.47 | 0.51 | 0.47 | 0.31 | 0.24 |
| H ₂ O ⁻ | н.а. | н.а. | 0.15 | н.а. | н.а. | н.а. | 0.15 | н.а. |
| П.п.п. | 0.76 | 0 | 0.05 | 0.65 | 0.08 | 0.16 | 0.51 | 0.84 |
| Сумма | 99.75 | 99.98 | 99.72 | 99.43 | 99.68 | 99.49 | 100.38 | 100.11 |
| Cs | 1.36 | 2.72 | 1.62 | 0.29 | 0.32 | 0.5 | 0.15 | 0.24 |
| Rb | 71.87 | 87.32 | 96.04 | 12.26 | 16.05 | 16.31 | 7.62 | 6.2 |
| Ba | 1276.26 | 1007.93 | 1395 | 605.45 | 620.57 | 554.42 | 421 | 330.44 |
| Th | 3.14 | 3.49 | 4.15 | 1.39 | 1.47 | 0.97 | 0.59 | 0.53 |
| U | 2.53 | 2.23 | 3.27 | 0.5 | 0.59 | 0.46 | 0.26 | 0.24 |
| Nb | 7.36 | 7.09 | 7.77 | 7.37 | 8.51 | 5.97 | 3 | 3.6 |
| Ta | 0.47 | 0.5 | 0.54 | 0.32 | 0.5 | 0.39 | 0.16 | 0.21 |
| La | 24.64 | 19.09 | 23.98 | 21.18 | 19.18 | 17.49 | 11.5 | 11.6 |
| Ce | 59.37 | 47.26 | 51.45 | 49.3 | 46.53 | 42.17 | 28.24 | 27.19 |
| Pb | 12.8 | 13.85 | 11.5 | 8 | 6.59 | 6.12 | 5.13 | 4.47 |
| Pr | 8.17 | 6.36 | 7.64 | 6.57 | 6.34 | 5.78 | 4 | 3.59 |
| Sr | 403.94 | 132.53 | 171.4 | 613.34 | 628.98 | 698.42 | 517.2 | 526.62 |
| Nd | 34.16 | 25.76 | 31.4 | 26.74 | 27.57 | 25.18 | 17.57 | 15.58 |
| Zr | 257.44 | 391.82 | 288 | 164.5 | 156.66 | 136.61 | 114 | 107.52 |
| Hf | 6.29 | 7.17 | 7.6 | 3.74 | 3.71 | 3.14 | 2.78 | 2.51 |
| Sm | 8.41 | 5.88 | 6.77 | 5.67 | 5.85 | 5.58 | 3.96 | 4.01 |
| Eu | 2.09 | 1.67 | 1.33 | 1.64 | 1.77 | 1.78 | 1.27 | 1.34 |
| Gd | 7.45 | 5.97 | 6.6 | 4.89 | 5.12 | 5.11 | 4.23 | 4.12 |
| Tb | 1.12 | 0.93 | 0.96 | 0.74 | 0.76 | 0.8 | 0.68 | 0.65 |
| Dy | 6.63 | 5.35 | 5.88 | 4.27 | 4.36 | 4.62 | 4.13 | 4.02 |
| Y | 32.11 | 28.92 | 31.21 | 27.58 | 27.46 | 22.89 | 22.56 | 23.65 |
| Ho | 1.23 | 1.08 | 1.21 | 0.89 | 0.91 | 0.9 | 0.83 | 0.81 |
| Er | 3.49 | 3.15 | 3.72 | 2.48 | 2.63 | 2.45 | 2.46 | 2.18 |
| Tm | 0.48 | 0.5 | 0.54 | 0.37 | 0.4 | 0.36 | 0.34 | 0.31 |
| Yb | 3.27 | 3.36 | 3.87 | 2.34 | 2.73 | 2.33 | 2.3 | 1.99 |
| Lu | 0.51 | 0.53 | 0.6 | 0.35 | 0.41 | 0.35 | 0.34 | 0.3 |

Окончание таблицы 2

| Компо- ненты | Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃) | | | Ареальные конуса (Q ₄) | | | | |
|--------------------------------|---|---------|---------|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|
| | ES-887* | ES-1751 | ES-757* | ES-762 | ES-976 | ES-936 | ES-751 | ES-814 |
| SiO ₂ | 54.2 | 56.45 | 57.7 | 50.41 | 50.95 | 53.6 | 52.03 | 52.12 |
| TiO ₂ | 0.92 | 0.98 | 0.76 | 0.87 | 0.88 | 0.82 | 0.87 | 0.87 |
| Al ₂ O ₃ | 16.72 | 16.61 | 16.23 | 15.93 | 16.57 | 18.08 | 17.01 | 17.09 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.82 | 1.14 | 1.65 | 4.03 | 2.09 | 3.08 | 4.51 | 3.15 |
| FeO | 5.69 | 5.8 | 6 | 5.48 | 7.17 | 5.29 | 4.94 | 6.11 |
| MnO | 0.16 | 0.12 | 0.13 | 0.17 | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 0.16 |
| MgO | 5.39 | 4.11 | 4.33 | 9.07 | 7.78 | 5.46 | 6.81 | 6.66 |
| CaO | 8.83 | 7.09 | 7.07 | 10 | 9.69 | 8.59 | 8.97 | 9.01 |
| Na ₂ O | 3.23 | 3.83 | 3.47 | 2.46 | 2.61 | 3.41 | 3.05 | 2.8 |
| K ₂ O | 1.53 | 1.61 | 2.07 | 0.96 | 1.02 | 1.31 | 1.05 | 1.03 |
| P ₂ O ₅ | 0.42 | 0.34 | 0.31 | 0.22 | 0.23 | 0.22 | 0.23 | 0.24 |
| H ₂ O ⁻ | 0.15 | н.а. | н.о. | н.а. | н.а. | н.о. | н.а. | н.а. |
| П.п.п. | 0.62 | 1.24 | 0.4 | 0.04 | 0.34 | 0.18 | 0.54 | 0.39 |
| Сумма | 100.68 | 99.32 | 100.12 | 99.64 | 99.49 | 100.18 | 100.17 | 99.63 |
| Cs | 0.44 | 0.34 | 0.49 | 0.85 | 0.54 | 0.37 | 0.14 | 0.39 |
| Rb | 14.79 | 19.51 | 22.6 | 24.67 | 22.03 | 15.5 | 8.49 | 21.2 |
| Ba | 614.1 | 523.1 | 767.9 | 340.41 | 383.41 | 501.7 | 271.68 | 450.71 |
| Th | 1.3 | 1.62 | 1.59 | 0.69 | 0.64 | 0.77 | 0.5 | 0.64 |
| U | 0.54 | 0.59 | 0.7 | 0.41 | 0.36 | 0.47 | 0.22 | 0.4 |
| Nb | 5.47 | 6.35 | 4.35 | 1.8 | 1.83 | 2.12 | 3 | 2.09 |
| Ta | 0.32 | 0.37 | 0.28 | 0.16 | 0.17 | 0.15 | 0.22 | 0.12 |
| La | 18.68 | 15.9 | 15.81 | 8.07 | 7.95 | 7.74 | 6.29 | 9.1 |
| Ce | 43.84 | 33.96 | 36.3 | 20.02 | 19.21 | 18.68 | 15.31 | 22.61 |
| Pb | 7.42 | 6.38 | 15.59 | 2.81 | 3.98 | 5.24 | 3.13 | 5.51 |
| Pr | 5.95 | 4.4 | 4.86 | 3 | 2.74 | 2.63 | 2.15 | 3.08 |
| Sr | 531.9 | 532.2 | 519 | 532.81 | 567.55 | 674.6 | 596.73 | 651.94 |
| Nd | 25.01 | 19.24 | 20.2 | 14.15 | 12.43 | 11.78 | 9.84 | 13.57 |
| Zr | 153.2 | 135.6 | 143.4 | 89.33 | 67.05 | 70.54 | 58.28 | 68.54 |
| Hf | 3.73 | 4.21 | 3.57 | 1.96 | 1.79 | 1.98 | 1.38 | 1.82 |
| Sm | 5.39 | 3.95 | 4.3 | 3.71 | 3.08 | 2.87 | 2.55 | 3.32 |
| Eu | 1.33 | 1.17 | 1.12 | 1.21 | 1.02 | 0.87 | 0.83 | 1.02 |
| Gd | 5.47 | 4.06 | 4.39 | 3.61 | 3.06 | 2.98 | 2.57 | 3.06 |
| Tb | 0.78 | 0.57 | 0.61 | 0.56 | 0.49 | 0.46 | 0.42 | 0.48 |
| Dy | 4.85 | 3.3 | 3.69 | 3.46 | 2.99 | 2.69 | 2.66 | 2.83 |
| Y | 23.73 | 18.22 | 18.68 | 17.65 | 16.35 | 13.12 | 14.68 | 15.52 |
| Ho | 0.97 | 0.69 | 0.75 | 0.71 | 0.59 | 0.54 | 0.54 | 0.57 |
| Er | 2.83 | 1.83 | 2.16 | 1.89 | 1.64 | 1.56 | 1.53 | 1.58 |
| Tm | 0.4 | 0.26 | 0.3 | 0.28 | 0.25 | 0.21 | 0.23 | 0.23 |
| Yb | 2.64 | 1.69 | 1.99 | 1.86 | 1.52 | 1.5 | 1.5 | 1.41 |
| Lu | 0.4 | 0.27 | 0.29 | 0.28 | 0.22 | 0.21 | 0.23 | 0.21 |

Примечание. Анализы выполнены в ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН (Владивосток): петрогенные элементы (кроме SiO₂, П.п.п., H₂O⁻) определены методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США); микроэлементы – методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США). н.а. – не анализировалось, н.о. – не обнаружено. * Анализы выполнены в ИГХ СО РАН (Иркутск): петрогенные элементы определены на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел); микроэлементы – методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия).

Распределение редкоземельных элементов (REE) отличает умеренная степень обогащения легкими лантаноидами ($La/Yb = 3.8-5.9$), отсутствие или слабо выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.8-1$) (рис. 4). La/Sm отношение, характеризующее наклон спектра распределения REE в области легких лантаноидов, колеблется от 2 до 2.9. Основные лавы обогащены LILE (La, Ba, Sr, Pb) при относительно низких концентрациях HFSE – Nb (1.2–4 г/т), Zr (47.1–111.6 г/т) и низких Nb/Ta (6.7–18.5) и Zr/Hf (23.7–36.4) отношениях. Такая осо-

бенность типична для шошонитов и не объясняется процессами плавления и фракционной дифференциации.

Позднеплейстоцен-голоценовые мафические лавы близки между собой по большинству петрохимических параметров, формируя единые эволюционные тренды на вариационных диаграммах (рис. 3). По соотношению $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ (рис. 2) базальты и андезитобазальты относятся к группе пород нормальной щелочности с более низкими, по сравнению с плиоценовыми лавами, содер-

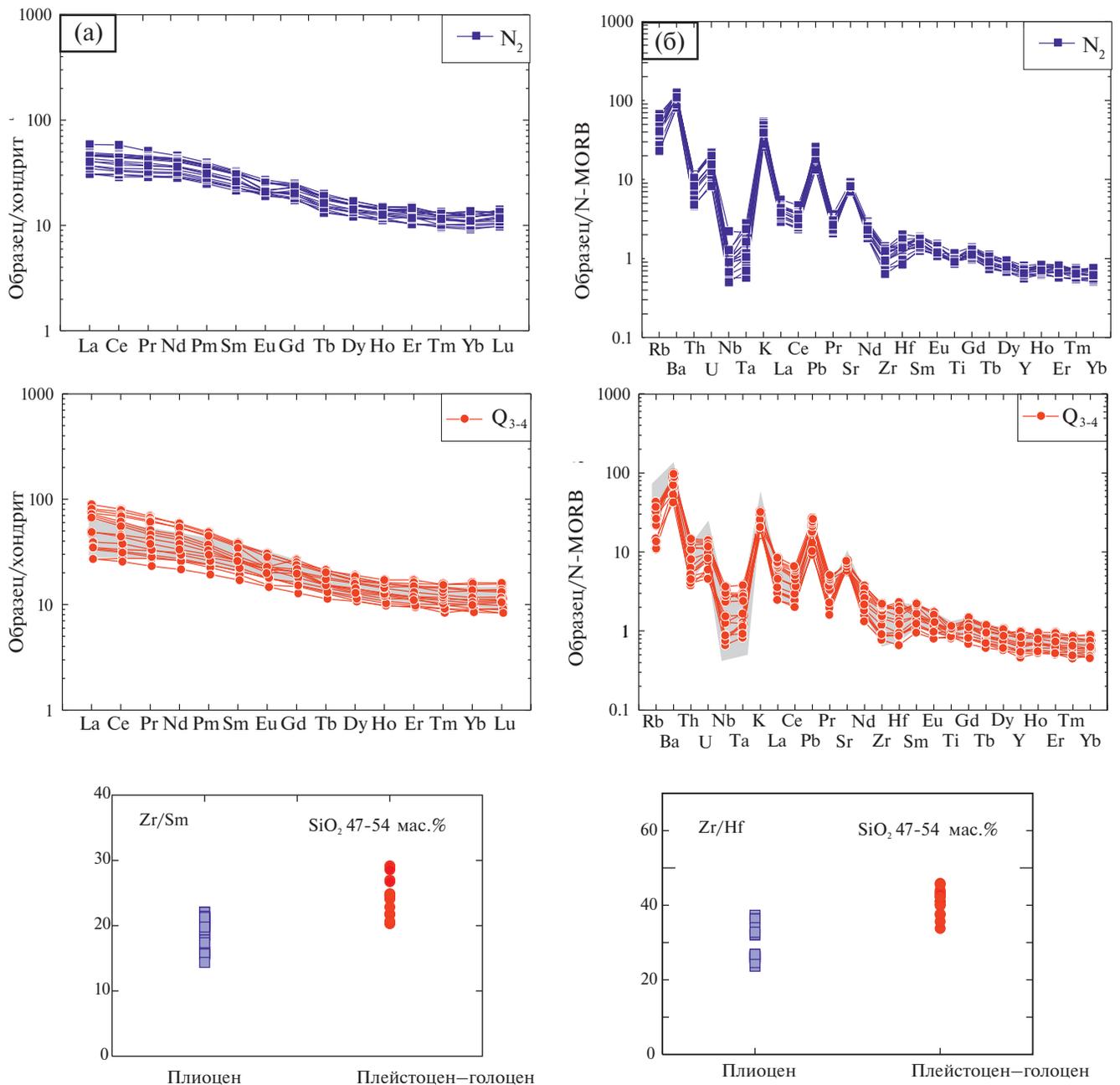


Рис. 4. Нормированные к хондриту (а) и N-MORB (б) графики распределения содержаний микроэлементов в основных породах вулканического центра Уксичан. Состав хондрита и N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Серое поле – плиоценовые мафические лавы вулканического центра Уксичан.

Таблица 3. Изотопный состав Sr, Nd, Pb и O в породах вулканического центра Уксиян

| Комплекс | Порода | Образец | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2SE) | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2SE) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (2SE) | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (2SE) | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (2SE) | $\Delta 7/4$ | $\Delta 8/4$ | $\delta^{18}\text{O}$ |
|--|---------------------|---------|---------------------------------------|---|---|---|---|--------------|--------------|-----------------------|
| Щитовой вулкан (N ₂) | Базальт | ES-1826 | 0.703339(3) | 0.513097(3) | 18.2318(16) | 15.4582(21) | 37.7794(70) | -0.91 | 11.0 | - |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Базальт | ES-898 | - | - | - | - | - | - | - | 5.5 |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Андезитобазальт | ES-1756 | 0.703320(3) | 0.513100(3) | 18.2298(5) | 15.4564(5) | 37.7759(14) | -1.07 | 10.9 | - |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Трахандезитобазальт | ES-1755 | 0.703331(3) | 0.513095(2) | 18.2342(3) | 15.4596(3) | 37.7869(7) | -0.80 | 11.5 | - |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Трахандезит | ES-777 | - | - | - | - | - | - | - | 5.7 |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Базальт | ES-1838 | 0.703200(3) | 0.513100(2) | 18.2225(12) | 15.4559(15) | 37.7671(50) | -1.04 | 10.9 | 5.4 |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Андезитобазальт | ES-1837 | - | - | - | - | - | - | - | 5.4 |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Трахандезит | ES-1834 | 0.703345(3) | 0.513099(2) | 18.2369(5) | 15.4598(6) | 37.7919(17) | -0.80 | 11.6 | - |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Трахандезит | ES-1730 | 0.703350(3) | 0.513099(3) | 18.2402(5) | 15.4643(5) | 37.8021(11) | -0.39 | 12.3 | - |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Трахандезит | ES-1712 | 0.703360(3) | 0.513109(2) | 18.2388(7) | 15.4617(6) | 37.7951(15) | -0.64 | 11.7 | - |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Дациит | ES-806 | - | - | - | - | - | - | - | 6.1 |
| Щитовой вулкан (N ₂) | Щелочной риодацит | ES-944 | 0.703405(3) | 0.513093(2) | 18.2385(4) | 15.4642(4) | 37.8037(10) | -0.39 | 12.6 | - |
| Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃) | Андезитобазальт | ES-887 | 0.703294(3) | 0.513069(2) | 18.2461(7) | 15.4756(7) | 37.9089(20) | 0.67 | 22.2 | - |
| Ареальные конуса (Q ₄) | Андезитобазальт | ES-936 | 0.703360(3) 0.703353(4) | 0.513074(3) | 18.2539(8) 18.2526(4) | 15.4761(7) 15.4753(4) | 37.8858(20) 37.8841(10) | 0.64 0.57 | 19.0 19.0 | - |

Примечание. Анализы изотопных отношений Sr, Nd и Pb выполнены на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton и Finnigan MAT-262 в GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research (Кельн, Германия). Измерение состава кислорода выполнено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (Thermo Scientific, Германия) в ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН (Владивосток). Прочерк — не анализировалось. Значения отклонения изотопных отношений Pb от референсных значений северного полушария $\Delta 7/4$ и $\Delta 8/4$ рассчитаны по уравнениям из работы (Hart, 1984). В скобках указана аналитическая погрешность определения последних значащих цифр изотопных отношений. Кумулятивная долговременная погрешность изотопных определений оценивается на основе данных для стандартных образцов, которые приведены в разделе «Методы исследования». Для образца ES-936 приведены результаты измерения для двух фракций, прошедших раздельную химическую подготовку, что также дает представление о воспроизводимости анализов.

жаниями K_2O (рис. 2), Al_2O_3 , FeO_{tot} , CaO , но повышенными — SiO_2 (рис. 2, 3). В высокомагнезиальных базальтах ($SiO_2 < 48.79$ мас.%, $MgO \sim 9.53$ мас.%) концентрации CaO достигают 11.4 мас.%, FeO — 10.02 мас.%, K_2O — 0.45 мас.%, Na_2O — 2.33 мас.%. С уменьшением магнезиальности снижаются содержания FeO и CaO , но возрастают — SiO_2 , Na_2O , K_2O .

Различия в микроэлементном составе базальтов и андезибазальтов поздних щитовых построек и моногенных шлаковых конусов незначительны. Те и другие характеризуются сравнительно низкими концентрациями Rb , Ba , Sr , Th , U (табл. 2), REE ($TR + Y = 83-122$ г/т), повышенными относительно лав плиоценового этапа La/Yb (5–9.4) и La/Sm (2.9–4) отношениями (рис. 4). От плиоценовых лав щитового вулкана их отличает несколько более высокие содержания HFSE ($Nb = 3-8.5$ г/т; $Zr = 107.5-164.5$ г/т) и высокие значения Zr/Sm и Zr/Hf отношений (рис. 4).

Изотопные данные

Породы влк. Укисчан характеризуются узким интервалом изотопных отношений Sr и Nd ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703200-0.703405$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513069-0.513109$). Близкие составы характерны для вулканических пород Камчатки и располагаются в верхней правой части поля MORB Индийского океана (рис. 5, табл. 3). Для пород влк. Укисчан характерен также сравнительно нерадиоогенный изотопный состав Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18.2-18.3$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.4-15.5$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.8-37.9$) (рис. 5).

Плиоценовые лавы центра влк. Укисчан отличаются от позднеплейстоцен-голоценовых лав более радиоогенным изотопным составом Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513093-0.513109$ в плиоценовых и $0.513069-0.513074$ в более молодых породах) и менее радиоогенным изотопным составом Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18.223-18.240$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.456-15.464$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.767-37.804$, $\Delta 7/4 = -1.07- -0.39$, $\Delta 8/4 = +10.1 - +12.6$ в плиоценовых и $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.246-18.254$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.475-15.476$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.884- -37.909$, $\Delta 7/4 = +0.57 - +0.67$, $\Delta 8/4 = +19.0 - +22.2$ в более молодых породах), что свидетельствует о изотопно деплетированном источнике древних эффузивов (например, Zindler, Hart, 1986).

Отношения изотопов кислорода в плиоценовых (5.3–6.1‰, $n = 6$) и голоценовых (5.3‰, $n = 1$) образцах (рис. 6) с учетом погрешности измерений ($\pm 0.2\%$, 1s) близки к типичным составам стекол MORB (5.4–5.8‰) (Eiler et al., 2000).

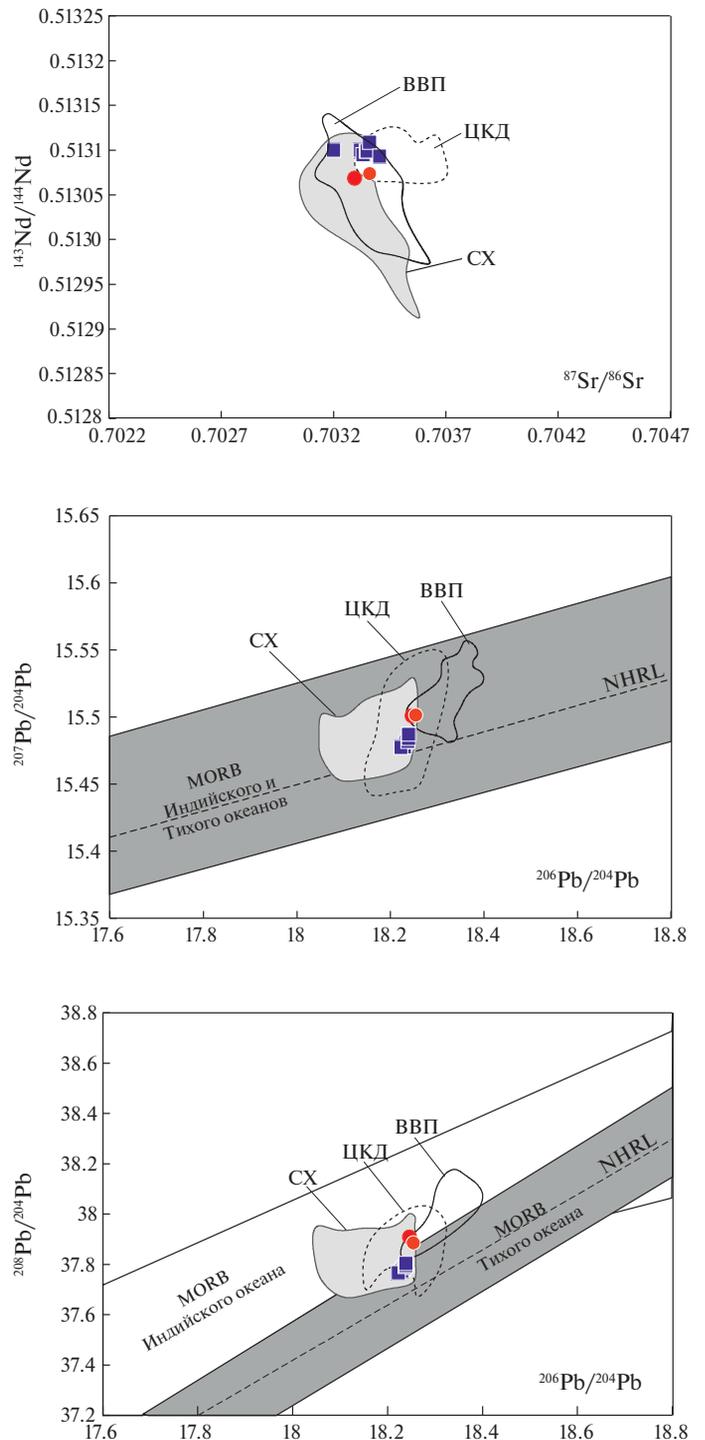


Рис. 5. Sr-Nd-Pb изотопные отношения в породах вулканического центра Укисчан. MORB Тихого и Индийского океанов по (Class, Lehnert, 2012), ВВП по (Перепелов, 2014; Churikova et al., 2001; Münker et al., 2004; Kepezhinskas et al., 1997; Widom, Kepezhinskas, 2003; Dorendorf et al., 2000), СХ по (Volynets et al., 2010; Churikova et al., 2001; Перепелов, 2014), ЦКД по (Churikova et al., 2001; Münker et al., 2004; Kepezhinskas et al., 1997; Dosseto et al., 2003; Portnyagin et al., 2005, 2007, 2015; Kersting, Arculus, 1995; Hochstaedter, 1996; Saha et al., 2005). NHRL (North Hemisphere Reference Line) — линия средних составов базальтов северного полушария по (Hart, 1984). Условные обозначения см. на рис. 2.

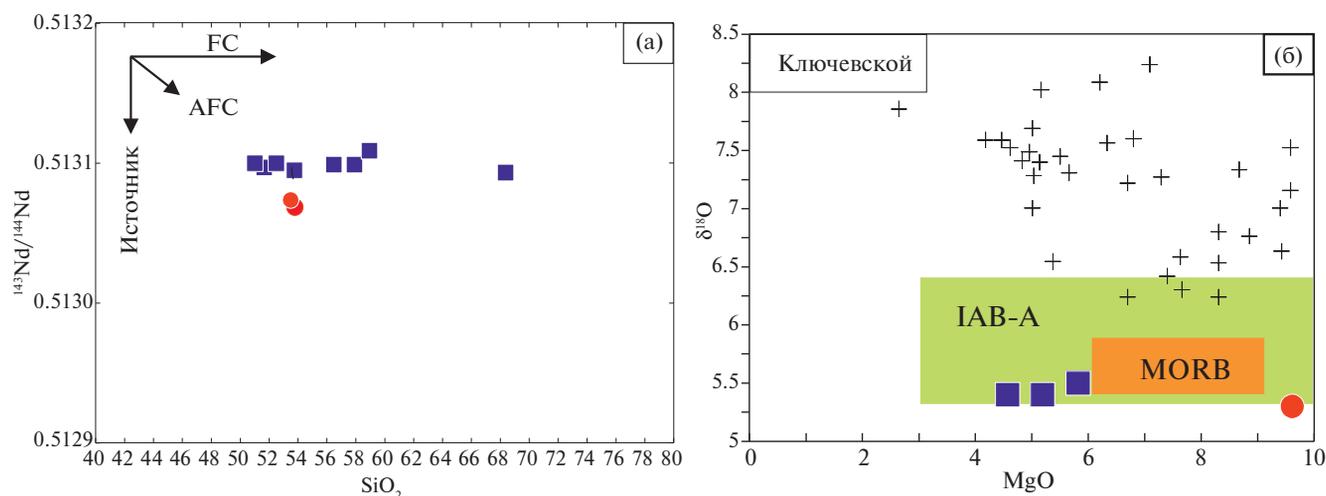


Рис. 6. Диаграммы SiO_2 (мас.%)– $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (а) и MgO (мас.%)– $\delta^{18}\text{O}$ (б) для пород вулканического центра Уксичан. FC – фракционная кристаллизация, AFC – фракционная кристаллизация + коровая контаминация. Поля составов пород вулканов Мунтовский и Горелый Южной Камчатки по (Duggen et al., 2007), Курил по (Мартынов и др., 2010), базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) по (Eiler, 2001), базальтов и андезитов океанических островных дуг (IAB) по (Eiler, 2000), мафические лавы вулкана Ключевской по (Dorendorf et al., 2000; Portnyagin et al., 2007; Auer et al., 2009). Условные обозначения см. на рис. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Коровая контаминация

Коровая контаминация рассматривается как важный фактор эволюции расплавов в различных геодинамических обстановках (например, Gill, 1981; Kersting et al., 1996), включая субдукционные. Например, в работе (Kimura, Yoshida, 2006), закономерные изменения изотопно-геохимических характеристик четвертичных надсубдукционных лав вдоль простирания дуги Северо-Восточной Японии рассматривались как следствие контаминации мантийных магм коровыми выплавками различного состава. Однако для Курильской островной дуги (Ryan et al., 1995; Мартынов и др., 2010) и Камчатки (Duggen et al., 2007; Горбач, 2013 и др.) воздействие этого фактора считается незначительным. Даже повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ в лавах Ключевского вулкана и в оливинах неоген-четвертичных базальтов СХ (5–7‰) невозможно объяснить влиянием коровых процессов (Auer et al., 2009; Волюнец и др., 2012).

Для разновозрастных лав ($\text{SiO}_2 = 47\text{--}53$ мас.%) вулканического центра Уксичан незначительное влияние коровых процессов подтверждается отсутствием коррелятивных связей между изотопами Nd и SiO_2 , а также близкими к MORB значения $\delta^{18}\text{O}$ (5.4–6.1‰) (рис. 6).

Гибридные ассоциации минералов-вкрапленников, прямая и обратная зональность часто рассматриваются в качестве признака смешения

мантийных и коровых расплавов (например, Anderson, 1976). В плиоценовых трахибазальтах щитового вулкана Уксичан содержание анортитового минала в ядрах плагиоклазов с обратной зональностью (>52 мол.% An) значительно превышает значения, типичные для кислых коровых выплавов. Например, в большеобъемных посткальдерных игнимбритах андезито-дацитового и дацитового состава вулкана Горелый состав плагиоклаза колеблется в интервале 47–30 мол.% An (Чашин, Мартынов, 2011).

Магматические источники

Согласно трехкомпонентной модели (Elliot, 2003), состав надсубдукционных магм определяется: (1) деплетированной надсубдукционной мантией, (2) субдукционным осадком и (3) измененной океанической корой. Относительный вклад этих компонентов в магмогенезис реконструируется на основании различных геохимических подходов. В настоящей работе мы использовали высокоточные свинцовые изотопные данные, исключительно информативные при решении вопросов магматизма в зонах конвергенции литосферных плит (например, Miyazaki et al., 2015; Martynov et al., 2017).

Состав и физическая природа субдукционного компонента. Распределение некогерентных элементов в плиоценовых лавах щитового вулкана Уксичан (рис. 4) является типичным для надсубдукционных вулканитов с низкими концентрациями TiO_2 , Nb, Ta

и повышенными – Al_2O_3 , Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Sr, Pb (например, Best, Christiansen, 2001). При реконструкции состава и физической природы субдукционного компонента мы, вслед за (Portnygin et al., 2015), в качестве конечных членов использовали: (1) средний состав осадочного материала Северо-Западной Пацифики (NWPS); (2) рассчитанный состав надсубдукционной мантии Камчатки (NKMW) и (3) средний состав измененных океанических базальтов из аккреционных комплексов

Восточной Камчатки (MORB-АОС). В поле, ограниченное этими компонентами, попадает преобладающее число камчатских лав (рис. 7). Влияние субдуцирующих под Камчатку самого северного сегмента Гавайско-Императорской цепи (МЕИИ-АОС) трудно выявить на этой диаграмме, поскольку эти породы имеют изотопный состав, близкий к гидротермально-измененным тихоокеанским базальтам типа MORB и обладают высокими отношениями $^{206}Pb/^{204}Pb$.

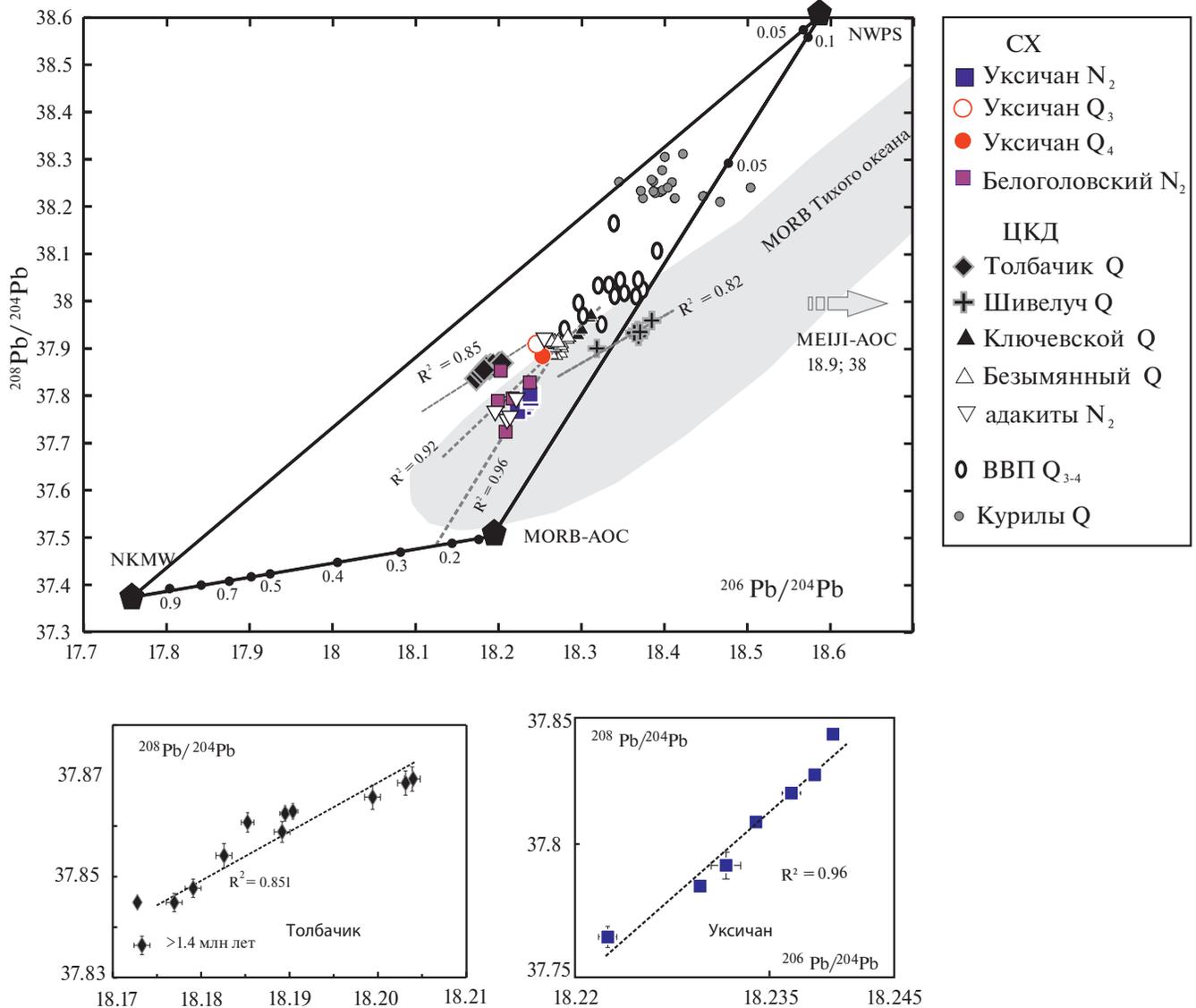


Рис. 7. $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{208}Pb/^{204}Pb$ изотопные отношения в породах вулканического центра Уксичан. Пунктирными линиями показаны статистически рассчитанные тренды с коэффициентами корреляции. Для сравнения приведены составы пород влк. Белоголовский (Перепелов, 2014), влк. Толбачик (Portnygin et al., 2015), влк. Шивелуч (Портнягин, не опубликованные данные), влк. Ключевского и влк. Безымянный (Kayazar et al., 2014), составы адакитов (Перепелов, 2014). NWPS – осадки Северо-Западного Пацифика, MORB-АОС – средний состав MORB из офиолитов Камчатки, МЕИИ-АОС – средний состав базальтов Гайота Мэйджи, NKMW – состав мантийного клина Северной Камчатки по (Portnygin et al., 2015). Поле MORB Тихого океана по (Tollstrup et al., 2010). Дополнительные пояснения в тексте. На врезках более крупным масштабом показаны вариации изотопных отношений Pb в плиоценовых лавах влк. Уксичан и современных – влк. Толбачик, по (Portnygin et al., 2015).

На диаграмме $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 7) вариации составов плиоценовых лав влк. Уксичан описываются линейным трендом, указывающим на участие в их происхождении деплетированного и обогащенного магматических источников, причем изотопный состав последнего близок к субдукционному осадку.

Аналогичная зависимость наблюдается и для многих крупных вулканических центров ЦКД, например, влк. Толбачик, что свидетельствует о сходстве протекающих магматических процессов.

Оценить физическую природу субдукционного компонента (низкотемпературный во-

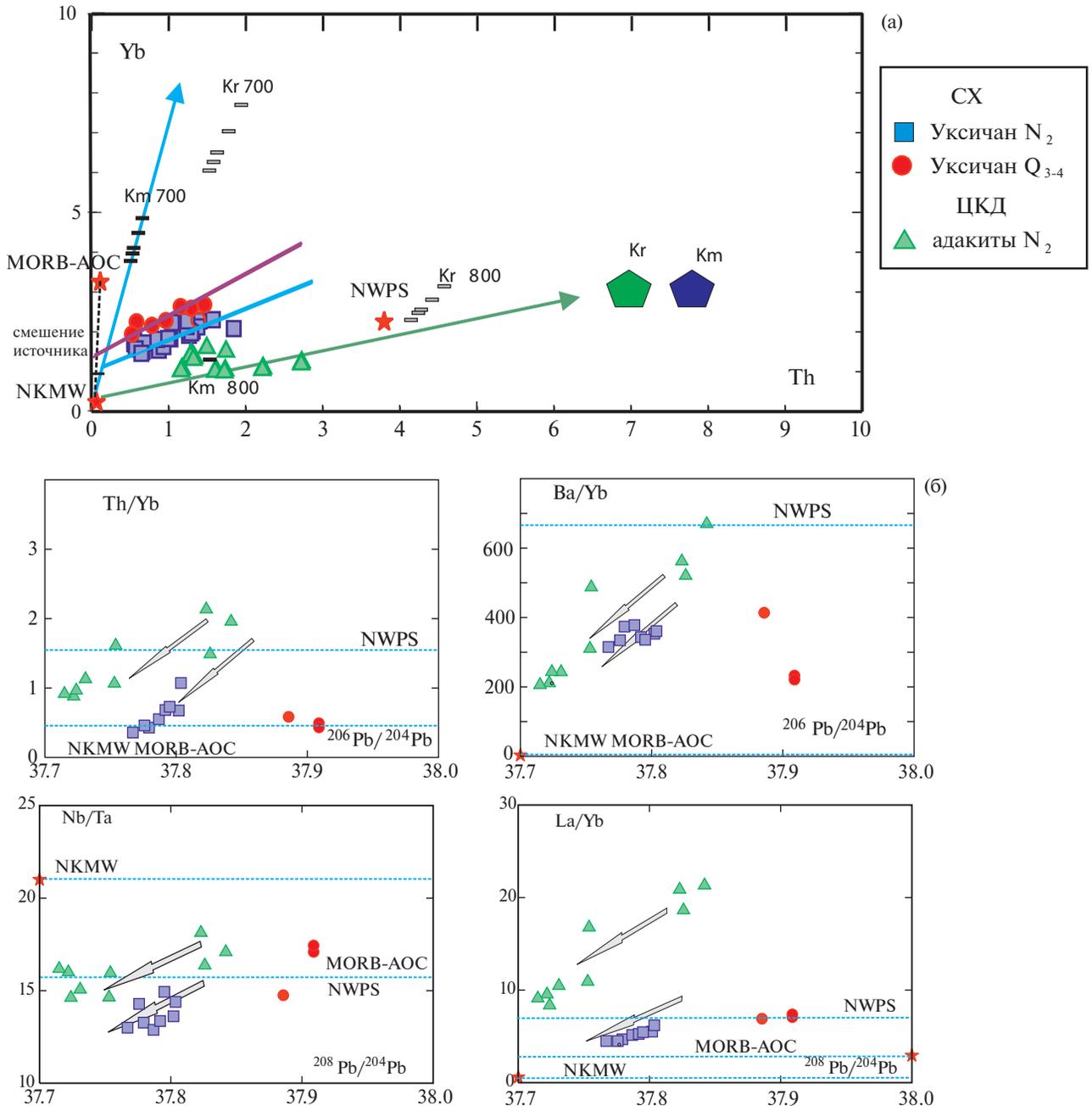


Рис. 8. Диаграмма Yb–Th (г/г) (а) и корреляция $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с отношениями флюидомобильных (Ba/Yb) и консервативных (Th/Yb, Nb/Ta, La/Yb) элементов (б) в разновозрастных базальтах центра Уксичан. На диаграмму вынесены рассчитанные составы флюидной фазы (700°C) и расплава (800°C), образованные соответственно при дегидратации и плавлении осадков, субдицирующихся под камчатский (Km) и курильский (Kr) сегменты Курило-Камчатской островной дуги. Состав осадков по (Plank, Langmuir, 1998); валовые коэффициенты распределения элементов в системе осадок/флюид и осадок/расплав по (Jhonson, Plank, 2000). NWPS, MORB-AOC, NKMW – см. рис. 7

дний флюид или расплав) позволяют особенности распределения Th и Yb. Оба элемента относятся к группе высоконеккогерентных элементов с близкими валовыми коэффициентами распределения между расплавом и низкобарической базитовой и ультрабазитовой минеральными ассоциациями (Pertermann et al., 2004). Они не фракционируют между собой в присутствии водного флюида (Green et al., 2000; Johnson, Plank, 1999), но Th из-за высоких концентраций в океаническом осадке обогащает расплав, образующийся при его плавлении (например, Plank, Langmuir, 1993).

На диаграмму Th–Yb (рис. 8), кроме разновозрастных базальтов вулканического центра Уксичан, вынесены валовые составы осадочных колонн из скважин глубоководного бурения, расположенных во фронтальной зоне глубоководного желоба вблизи Камчатки и Южных Курил (Plank, Langmuir, 1998), а также рассчитанные составы водного флюида (700°C) и расплава (800°C), образующихся при дегидратации и плавлении осадочного материала. Валовые коэффициенты распределения Th и Yb взяты из экспериментальной работы (Johnson, Plank, 1999).

Вариации Th и Yb в плиоценовых и позднелайстоцен-голоценовых основных лавах описываются двумя субпараллельными и субгоризонтальными линейными трендами, подтверждающими гетерогенный состав магматического источника и свидетельствующими о высокотемпературной природе осадочного

компонента. Этот вывод согласуется с линейными корреляциями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от концентраций как флюидомобильных (Ba), так и консервативных (Th, Yb, Nb, Ta, La) микроэлементов по отношению к водному флюиду (рис. 8).

В работе (Straub et al., 2011) высказывалось предположение о формировании реакционных пироксенитов в результате инфильтрации в надсубдукционную мантию кремнеземистых расплавов, связанных с плавлением осадочного материала. Наши данные не противоречат этой модели. Участие пироксенитовых источников в магмогенезисе СХ недавно было подтверждено результатами изучения расплавных включений (Некрылов и др., 2018), а для крупных вулканических центров ЦКД – особенностями распределения CaO и MgO в мафических породах (Nikulin et al., 2012).

Роль океанической астеносферы в магмогенезисе. Первые свинцовые изотопные данные по влк. Ключевскому (ЦКД) позволили отнести надсубдукционную мантию Камчатки к изотопному резервуару тихоокеанского MORB-типа (Kersting, Arculus, 1995). Последующее изучение Hf-изотопной системы (Münker, 2004) и возрастающее количество свинцовых изотопных данных в значительной мере скорректировали этот вывод. Низкие и близкие к тихоокеанскому MORB отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ характеризуют вулканические структуры, локализованные в тыловой зоне современной субдукции – ЦКД и СХ (рис. 9). Для палеовулкана Уксичан это

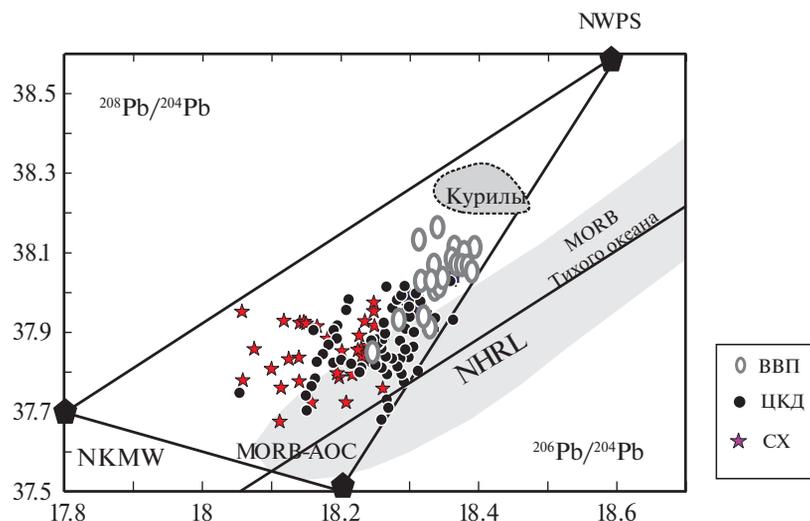


Рис. 9. Составы пород вулканических поясов Камчатки на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

NWPS, MORB-AOC, NKMW – см. рис. 7. Курилы по (Мартынов и др., 2010).

Источники данных: ЦКД (Portnyagin et al., 2015; Kayazar et al., 2014; Перепелов, 2014), ВВП (Перепелов, 2014; Münker et al., 2004; Kepezhinskas et al., 1997; Bindeman et al., 2004; Hochstaedter, 1996; Widom, Kepezhinskas, 2003; Dorendorf et al., 2000), плиоценовые породы СХ (Volynets et al., 2010; Koloskov, 2013). Поле MORB Тихого океана по (Tollstrup et al., 2010).

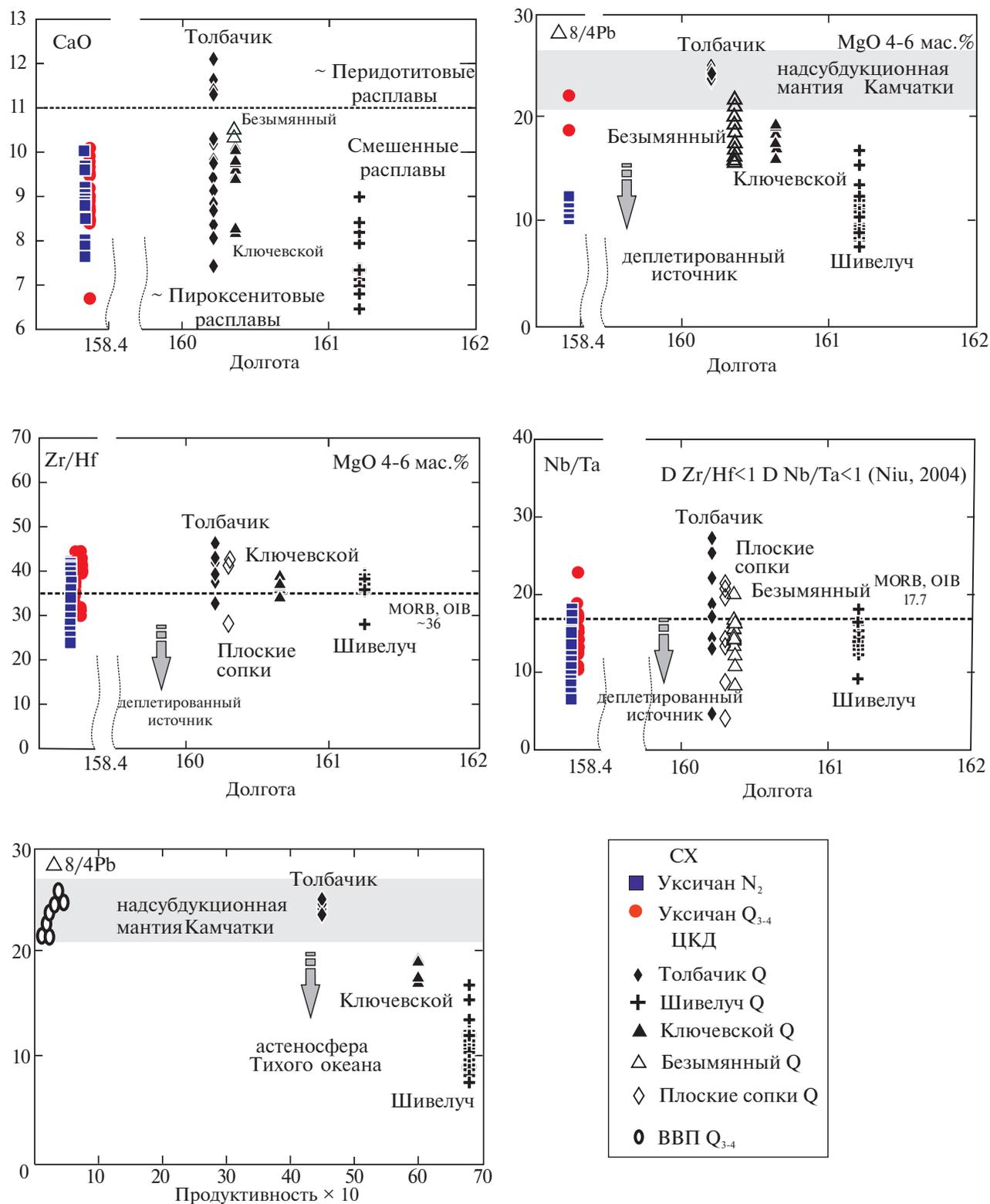


Рис. 10. Корреляционная зависимость микроэлементных и изотопных характеристик базальтов ЦКД и палеовулкана Уксичан (СХ) от продуктивности вулканических центров и их географической локализации.

Источник данных: вулканический центр Уксичан – данное исследование; Ключевская группа вулканов по (Kayaar et al., 2014); продуктивность по (Поляк, Мелекесцев, 1981). D – валовой коэффициент распределения.

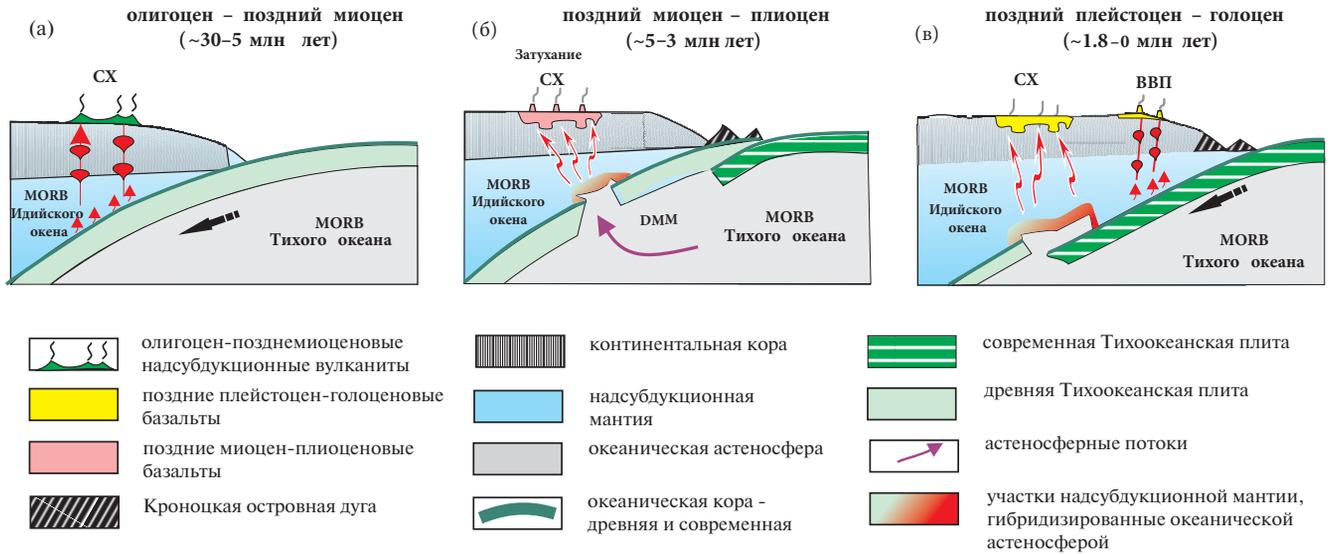


Рис. 11. Схематическая модель, иллюстрирующая структурные изменения Камчатки: (а) – олигоцен-поздний миоцен, (б) – поздний миоцен-плиоцен, (в) – поздний плейстоцен-голоцен.

выражается в преобладающем вкладе в магмогенезис MORB-АОС компонента. Рассматривая его физическую природу, следует учитывать, что, кроме измененных океанических базальтов, а также продуктов их дегидратации и плавления (водный флюид или расплав), близкий изотопный состав свинца должна иметь и океаническая астеносфера. Роль последней в субдукционном магматизме обычно не учитывается, но может быть значительной в условиях повышенной проницаемости погружающегося слэба.

В работе (Tollstrup et al., 2010) низкие значения $\Delta 8/4Pb$ в базальтах тыловой зоны Изу-Бонинской островной дуги рассматривались как результат плавления океанической коры на глубинах ~150 км и при температурах > 800°C. Такой процесс не объясняет высокую продуктивность вулканических структур, расположенных в тыловой зоне Камчатки. Средняя магматическая продуктивность ЦКД (~0.042 км³/год), например, сопоставима с продуктивностью гавайских щитовых сооружений (0.1–0.15 км³/год), имеющих плюмовую природу (Мелекесцев, 1980; Auer et al., 2009), а на этапе излияния плиоценовых платобазальтов СХ (~10 × 10⁶ т/год) она почти вдвое превышала соответствующий показатель “нормальных” островодужных вулканов (Volynets et al., 2010).

Кроме того, магматическая продуктивность в Ключевской группе вулканов ЦКД обратно коррелирует с $\Delta 8/4Pb$ (рис. 10). Наибольшие значения этой величины характерны для базальтов вулканов Ключевской и Шивелуч, крупнейших магматических центров не толь-

ко Курило-Камчатской островной дуги, но и мира. Изученный нами плиоценовый влк. Уксичан близок по морфометрическим параметрам к влк. Шивелуч (соответственно, диаметр ~50 и 36 км, площадь ~1850 км² и ~1300 км², объем изверженного материала ~750 км³ и ~1100 км³) (Кожемяка, 1995; Горбач, 2013). Близки также и важнейшие изотопно-геохимические показатели ($\Delta 8/4Pb$, Zr/Hf, Nb/Ta), что, в совокупности, свидетельствует о близком составе плавящегося субстрата и магмогенерирующих процессов (рис. 10).

Обратную корреляцию магматической продуктивности и изотопно-геохимических показателей можно объяснить либо высоким поступлением водного флюида, образующегося при дегидратации базальтового слоя океанической плиты, либо вовлечением в плавление «горячей» океанической астеносферы.

Высокое поступление воды в надсубдукционную мантию Камчатки предполагалось рядом исследователей (Kepezhinskas et al., 1997; Dorendorf et al., 2000 и др.) и связывалось с наращиванием мощности субдуцирующей плиты в зоне погружения гайота Мейджи. Однако продуктивность вулканов ЦКД коррелирует с содержаниями не только элементов, подвижных в низкотемпературном водном флюиде (Pb, Ba), но и «консервативных» (Nb, Ta, Zr и Hf), мобилизация которых возможна только расплавом (рис. 10). В этом отношении более реалистичны представления многих авторов (например, Yagodinski et al., 2001; Portnyagin et al., 2005; Ханчук, Иванов, 1999)

о влиянии на магмогенезис ЦКД и, видимо, СХ деплетированной океанической астеносферы. Такой механизм позволяет объяснить и термальную аномалию, регистрируемую под Камчаткой сейсмическими данными (Manea, Manea, 2009).

Мантийная геодинамика. Позднеплейстоцен-голоценовый базальтовый вулканизм в СХ унаследовал ряд геохимических характеристик от более раннего плиоценового этапа, но отличается тектоническим режимом (растяжением) и составом магматических источников, о чем свидетельствуют индивидуальные петрохимические тренды (рис. 3), повышенные содержания в молодых базальтах HFSE (Volynets et al., 2010), сравнительно высокие Zr/Sm, Zr/Hf отношения (см. рис. 4) и низкие — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 5). Возрастание свинцовых изотопных отношений (рис. 10) сопровождается затуханием, а затем и полным прекращением вулканической активности в пределах СХ в позднем плейстоцене и голоцене. Одновременно (~2 млн лет назад) с этим регистрируются первые вспышки активного базальтового вулканизма в ЦКД, что дает основание предполагать смещение на восток, на расстояние ~180 км, зоны влияния океанической астеносферы.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Аккреция Кроноцкой островной дуги ~6 млн лет назад привела к блокированию древней зоны субдукции, прекращению олигоцен-миоценового субдукционного вулканизма в СХ (рис. 11). Разрушение древнего слэба в литосферном блоке, ослабленном предшествующими магматическими событиями (например, Karig, 1970), инициировало внедрение в надсубдукционную мантию СХ океанической астеносферы. Изменение состава и термальной структуры нижних, ранее «холодных» горизонтов мантийного клина, насыщенных осадочным компонентом и интенсивно метаморфизованных ранними субдукционными событиями, способствовало формированию в плиоцене высококалийных базальтовых комплексов в СХ и адакит-NEB ассоциации в ЦКД.

Образовавшаяся новая зона субдукции, окончательно сформировавшаяся ~2 млн лет назад, после погружения нового слэба на глубину ~100 км вызвала вспышку вулканизма в ВВП, что привело к блокированию астеносферных потоков со стороны Тихого океана,

на, смещению области их влияния к северной границе Тихоокеанской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изотопно-геохимических исследований мафических пород долгоживущего вулканического центра Уксичан в Срединном хребте Камчатки были установлены:

- близкие геологические и изотопно-геохимические характеристики плиоценовых лав в Срединном хребте и современных — в Центрально-Камчатской депрессии;
- гетерогенный состав мантийного источника плиоценовых базальтов, гибридизированного как субдукционными, так и мантийными процессами;
- отрицательная корреляция свинцовых изотопных характеристик плиоценовых лав щитового вулкана Уксичан и современных крупных вулканических центров Центрально-Камчатской депрессии с магматической продуктивностью, предполагающая вклад в магмогенезис тыловой зоны Камчатки астеносферы Тихого океана.
- геологические и петрологические особенности позднеплейстоцен-голоценовых базальтов СХ, указывающие на смещение на восток области влияния на магмогенез тыловой зоны Камчатки океанической астеносферы.

Влияние океанической астеносферы на магматизм зон конвергенции океанических и континентальных плит не является уникальным явлением (Martynov et al., 2017) и его следует учитывать при построении моделей формирования ювенильной континентальной коры.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность и благодарность Портнягину М.В. и F. Hauff (GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Germany) за помощь в изотопных аналитических исследованиях, длительного обсуждения многих аспектов работы. Содержание, корректность формулировок и оформление статьи значительно улучшились в результате конструктивных замечаний и предложений Арискина А.А. (МГУ) и двух анонимных оппонентов.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 16-35-00138/17 мол_а, № 17-15-00883 и № 18-05-00041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородов О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 13. С. 249–268.
- Антипин В.С., Вольнец О.Н., Перепелов А.Б., и др.* Геологические соотношения и геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // *Геохимия магматических пород современных и древних активных зон*. Новосибирск: Наука, 1987. С. 72–81.
- Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
- Балеста С.Т., Зубин М.И., Аносов Г.И., Утнасин В.К.* Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // *Вулканизм островных дуг*. М.: Наука, 1977. С. 35–42.
- Вольнец О.Н., Патока М.Г., Философова Т.М., Чубаров В.М.* Первая находка щелочных темноцветных минералов в позднекайнозойских лавах Камчатки // *ДАН СССР*. 1983. Т. 269. № 5. С. 1182–1185.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н., и др.* Петрология и геохимия калиевых базальтоидов островных дуг // *Материалы УП Всесоюз. петрограф. совещ. Тез. докл.* Новосибирск: ИГХ СО РАН, 1986. Т. 1. С. 83–84.
- Вольнец А.О., Woerner G., Przybilla R.* Изотопный состав кислорода в миоцен-четвертичных вулканических породах Срединного хребта Камчатки и состав источников магм // *Современные проблемы геохимии: Материалы Всеросс. совещ. (с участием иностранных ученых)*. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 38–40.
- Горбач Н.В.* Происхождение и эволюция магм вулканического массива Шивелуч (Камчатка) по геологическим и петролого-геохимическим данным. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2013. 172 с.
- Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М: Наука, 1991. 302 с.
- Кожемяка Н.Н.* Долгоживущие вулканические центры Камчатки: типы построек, длительность формирования, объем вулканитов, продуктивность, баланс вещества, тектоническое положение // *Вулканология и сейсмология*. 1995. № 6. С. 3–19.
- Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный Мир, 2003. 223 с.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О.* U-Pb возраст экзотрузивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // *Геохимия*. 2013. № 2. С. 71–79.
- Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории литосферных плит. М.: ВИНТИ, 1977. С. 137–169.
- 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. 1–25.
- Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Некрылов Н.А., Попов Д.В., Плечов П.Ю., и др.* Гранат-пироксенитовый источник расплавов на Камчатке: состав расплавных включений и оливины голоценовых пород Кекукнайского вулкана // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 4. С. 1–23.
- Певзнер М.М.* Глоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
- Перепелов А.Б.* Геохимия позднекайнозойских высококальциевых вулканических серий островодужной системы Камчатки. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 1989. 394 с.
- Перепелов А.Б.* Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Дисс. ... док. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2014. 361 с.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В.* Продуктивность вулканических аппаратов // *Вулканология и сейсмология*. 1981. № 5. С. 22–37.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 180 с.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., и др.* Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // *Докл. АН*. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
- Стефанов Ю.М., Широкий Б.И.* Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. 104 с.
- Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.
- Чащин А.А., Мартынов Ю.А.* Петрология пород вулканов Горелый, Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
- Anderson A.T.* Magma mixing: Petrological process and volcanological tool // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 1976. V. 1. P. 3–33.
- Auer S., Bindeman I., Wallace P., et al.* The origin of hydrous, high- $\delta^{18}\text{O}$ voluminous volcanism: diverse oxygen isotope values and high magmatic water contents within the volcanic record of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 157. № 2. P. 209–230.
- Best M.G., Christiansen E.H.* *Igneous Petrology*. Oxford: Blackwell Science, 2001. 458 p.
- Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., et al.* Large volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 2010. V. 189. P. 57–80.

- Class C., Lehnert K.* PetDB expert MORB (mid-ocean ridge basalt) compilation // EarthChem Library. 2012. <http://dx.doi.org/10.1594/IEDA/100060>
- Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G.* Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 175. P. 69–86.
- Dosseto A., Bourdon B., Joron J.-L., Dupre B.* U-Th-Pa-Ra study of the Kamchatka arc: New constraints on the genesis of arc lavas // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. № 15. P. 2857–2877.
- Duggen S., Portnyagin M., Baker J., et al.* Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 452–480.
- Eiler J.M., Kitchen N.* Hydrogen-isotope analysis of nanomole (picoliter) quantities of H₂O // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. № 24. P. 4467–4479.
- Eiler J.M., Crawford A., Elliott T., et al.* Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 229–256.
- Elliott T.* Tracers of the slab, in Inside the Subduction Factory // Geophysical Monograph Series. 2003. V. 138. P. 23–45.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonic: Mineral and rocks. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
- Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M.* SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 Ga and 1080–1200°C // Lithos. 2000. V. 25. P. 165–187.
- Hart S.R.* A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 756–757.
- Hoernle K., Hauff F., Kokfelt T.F., et al.* On- and off-axis chemical heterogeneities along the South Atlantic Mid-Ocean-Ridge (5–11°S): Shallow or deep recycling of ocean crust and/or intraplate volcanism? // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 306. № 1–2. P. 86–97.
- Johnson M.C., Plank T.* Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // Geochemistry Geophysics Geosystem (G3). 2000. V. 12. doi:10.1029/999GC000014.
- Imai N., Terashima S., Itoh S., Ando A.* 1994 compilation values for GSJ reference samples, “Igneous rock series” // Geochem. J. 1995. V. 29. P. 91–95.
- Karig D.E.* Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 239–254.
- Kayazar T.M., Nelson B.K., Bachmann O., et al.* Deciphering petrogenic processes using Pb isotope ratios from time-series samples at Bezmyianny and Klyuchevskoy volcanoes, Central Kamchatka Depression // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 168. P. 1067. doi: 10.1007/s00410-014-1067-6
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., et al.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 577–600.
- Kersting A.B., Arculus R.J.* Pb systematics of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, and North Pacific sediments: implications for magma genesis and sediment recycling in the Kamchatkan arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 136. P. 133–148.
- Kimura J.-I., Yoshida T.* Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 2185–232.
- Lander A.V., Shapiro M.N.* The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone // Eds. Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., et al. Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs. Geophysical Monograph Series. 2007. V. 172. P. 57–64.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., et al.* Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M.* Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // Nature. 2002. V. 418. № 15. P. 763–767.
- Manea V.C., Manea M.* Thermal models beneath Kamchatka and the Pacific plate rejuvenation from a mantle plume impact // Volcanism and subduction. The Kamchatka region. Geophysical Monograph 172 / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, et al. Washington, DC, American Geophysical Union Monograph Series. 2009. P. 77–91.
- Martynov Yu.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., et al.* Late mesozoic and cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 358–371.
- Münker C., Worner G., Yagodzinski G., Churikova T.* Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 275–293.
- Nikulin A., Levin V., Carr M., Herzberg C., West M.* Evidence for two upper mantle sources driving volcanism in Central Kamchatka // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 321–322. P. 14–19.
- Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., et al.* Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite // Geochemistry Geophysics Geosystem (G3). 2004. 22. doi:10.1029/2003GC000638.
- Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. V. 145. 1998. P. 325–94.
- Plank T., Langmuir C.H.* Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // Nature. 1993. V. 362. P. 739–742.
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F.* Geochemistry of primitive lavas of the Central

- Kamchatka Depression: magma generation at the edge of the Pacific Plate // *Geophysical Monograph*. 2007. V. 172. P. 199–239.
- Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., et al.* Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: towards quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 307. P. 133–155.
- Ryan J.G., Morris J., Tera F., et al.* Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth // *Science*. V. 270. 1995. P. 625–627.
- Straub S.M., Gomez-Tuena A., Stuart F.M., et al.* Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 303. № 3–4. P. 337–347.
- Tollstrup D.L., Gill J.A., Kent A., et al.* Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited // *Geochemistry Geophysics Geosystem* 2010. V. 11. doi:10.1029/2009GC002847.
- Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J., et al.* UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: strategies for high precision and accuracy with laser heating // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 5223–5231.
- Volynets O.N.* Geochemical Types, Petrology, and genesis of Late Cenozoic Volcanic Rocks from the Kurile-Kamchatka Island-Arc System // *Int. Geol. Rev.* 1994. V. 36. P. 373–405.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G., et al.* Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. № 5. P. 659–687.
- Widom E., Kepezhinskas P., Defant M.J.* Os and Sr Isotope Signatures in Kamchatka Adakites, Nb-Rich Arc Basalts and Mantle Pyroxenites: Inferences on Mantle and Crustal Processes // *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2003. V. 1. P. 0369.
- Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., et al.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edge // *Nature*. 2001. V. 409. P. 500–504.

EVOLUTION OF THE ISOTOPIC-GEOCHEMICAL COMPOSITION OF ROCKS OF UKSICHAN VOLCANO, SREDINNYI RANGE, KAMCHATKA, AND ITS RELATIONS TO THE TECTONIC RESTYLING OF KAMCHATKA IN THE NEOGENE

M.Yu. Davydova¹, Yu.A. Martynov¹, *, A.B. Perepelov²

¹ *Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences
Vladivostok, 660022, Russia*

² *Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences
Irkutsk, 664033, Russia*

*E-mail: yurimartynov@mail.ru

The paper presents newly acquired data on concentrations of major and trace elements and on Sr, Nd, and Pb isotope composition in Pliocene and Late Pleistocene–Holocene mafic volcanic rocks of the Uksichan volcanic center, one of the largest in the Sredinnyi Range of Kamchatka. Based on these data, the mafic Pliocene volcanics are thought to be produced by the melting of heterogenized mantle material, which had been hybridized by subduction and asthenospheric processes. The behavior of HFSE and Pb isotopic systematics provide evidence of the melting of subducted sediment and origin of pyroxenite segregations in the peridotite matrix. The low $\Delta 8/4\text{Pb}$ values of the Pliocene lavas of Uksichan shield volcano and in modern large volcanic centers in the Central Kamchatka Depression are correlated with the magmatic productivity, which indicates, when considered together with HFSE and HREE behavior, that the Pacific asthenosphere was involved in the magma-generating processes. The Late Pleistocene–Holocene basalt volcanism, which was spatially constrained to the peripheries of the Pliocene shield edifice, developed in an extensional environment as a result of the melting of an enriched mantle source. The attenuation and then complete termination of volcanic activity in the Sredinnyi Range in the Late Pleistocene–Holocene was associated with an increase in the $\Delta 8/4\text{Pb}$ of the mafic lavas, which indicates that the center of the activity related to the oceanic asthenosphere shifted eastward toward the Central Kamchatka Depression. The influence of the oceanic asthenosphere on subduction-related magmatism is not unique to convergence zones alone and should be taken into consideration when models are constructed for the origin of juvenile continental crust.

Keywords: Pliocene, Late Pliocene–Holocene, basalts, trace elements, isotopes, oceanic asthenosphere, Kamchatka, Sredinnyi Range.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273282-307>