

КОРРЕЛЯЦИЯ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ПО ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ, ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Дербеко И. М., Пономарчук В. А., Чугаев А. В., Пономарчук А. В., Травин А. В.

Аннотация

Эволюция восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса отражает позднемезозойские аккреционно-коллизийные процессы, происходящие между Сибирской и Сино-Корейской плитами. Тектонические перестройки в регионе сопровождались формированием магматических комплексов, которые сменяли друг друга почти без временного перерыва. В южном обрамлении восточного звена пояса широко проявился андезитовый магматизм, изучение которого осложняется разобщённостью вулканических полей и их приуроченностью к структуре Амуро-Зейской впадины. Изучение геохимических и геохронологических характеристик этих образований позволили систематизировать и выделить временные этапы и геодинамическое обоснование формирования этих пород. Но остаются спорные геологические объекты: такие как Исиканское вулканическое поле. В статье впервые представлены данные об изотопном возрасте, химическом и изотопно-химическом составе пород Исиканского вулканического поля. Установлено, что интегральный возраст матрицы дацитов составляет 113 ± 2.6 млн лет, возраст по плато - 121 ± 1.6 млн лет. Вещественный состав вулканитов сопоставим с образованиями поярковского вулканического комплекса, развитого в пределах Буря-Цзямусинского супертеррейна, формирование которого происходило в условиях субдукции в интервале 120 – 105 мил. лет назад. По своим геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам они обнаруживают сходство с породами магматических поясов активных континентальных окраин андийского типа.

Ключевые слова:

Монголо-Охотский орогенный пояс, Исиканское вулканическое поле, поярковский комплекс, андезиты, геохимия, изотопная геохимия, геохронология, субдукция, Буря-Цзямусинский супертеррейн.

УДК 550.93:552.3

**КОРРЕЛЯЦИЯ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ПО
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ, ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-
ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

И.М. Дербеко, В.А. Пономарчук*, А.В. Чугаев, А.В. Травин*,
А.В. Пономарчук***

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Уралова,
1, Россия*

**Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск,
Просп. Академика Коптюга, 3, Россия**

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва, пер. Старомонетный, 35, Россия***

Эволюция восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса отражает позднемезозойские аккреционно-коллизийные процессы, происходящие между Сибирской и Сино-Корейской плитами. Тектонические перестройки в регионе сопровождались формированием магматических комплексов, которые сменяли друг друга почти без временного перерыва. В южном обрамлении восточного звена пояса широко проявился андезитовый магматизм, изучение которого осложняется разобщённостью вулканических полей и их приуроченностью к структуре Амура-Зейской впадины. Изучение геохимических и геохронологических характеристик этих образований позволили систематизировать, выделить временные этапы и дать геодинамическое обоснование формирования этих пород. Но остаются спорные геологические объекты: такие как Исиканское вулканическое поле. В статье впервые представлены данные об изотопном возрасте, химическом и изотопно-химическом составе пород Исиканского вулканического поля. Установлено, что интегральный возраст матрицы дацитов составляет 113 ± 2.6 млн лет, возраст по плато - 121 ± 1.6 млн лет. Вещественный состав вулканитов сопоставим с образованиями поярковского вулканического комплекса, развитого в пределах Бурей-Цзямусинского супертеррейна, формирование которого происходило в условиях субдукции в интервале 120 – 105 мил. лет назад. По своим геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам они обнаруживают сходство с породами магматических поясов активных континентальных окраин андийского типа.

Монголо-Охотский орогенный пояс, Исиканское вулканическое поле, поярковский комплекс, андезиты, геохимия, изотопная геохимия, геохронология, субдукция, Буряя-Цзямусинский супертеррейн.

CORRELATION OF THE ANDESITE COMPLEXES OF THE SOUTHERN EDGE OF MONGOL-OKHOTSK OROGENIC BELT EASTERN FRAME ACCORDING TO ITS GEOCHRONOLOGICAL, GEOCHEMICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA

**I.M. Derbeko, V. A. Ponomarchuk, A.V. Chugaev, A.V. Travin,
A. V. Ponomarchuk**

The evolution of the eastern link of the Mongol-Okhotsk orogenic belt revealed the Late Mesozoic accretion-collision processes occurring between the Siberian and Sino-Korean plates. Tectonic restructuring in the region was accompanied by the formation of igneous complexes, which succeeded each other almost without a temporary break. Andesitic magmatism was widely manifested in the southern framing of the eastern link of the belt, the study of which is complicated by the disunity of volcanic fields and their association with the structure of the Amur-Zeya depression. The study of the geochemical and geochronological characteristics of these formations made it possible to systematize and single out the time stages and geodynamic substantiation of the formation of these rocks. But controversial geological objects remain: such as the Isikan volcanic field. Data on the isotope age and both chemical and isotope-chemical composition of the rocks of the Isikan volcanic field are presented in the article for the first time. It is established that the integral age of the dacite matrix is 113 ± 2.6 Ma, the plateau age is 121 ± 1.6 Ma. The material composition of volcanic rocks is comparable to the formations of the Poyarkov volcanic complex developed within the Bureya-Jiamusy superterrane, which was formed under subduction in the range of 120 - 105 mil. years ago. According to their geochemical and isotope-geochemical characteristics, they exhibit similarities with rocks of igneous belts of active continental Andean-type margins.

ВВЕДЕНИЕ

Позднемезозойские геодинамические процессы, окончательно сформировавшие восточное звено Монголо-Охотского орогенного пояса, сопровождалось становлением разнообразных по возрасту и вещественному составу магматических комплексов (рис. 1а), ярко проявившихся в его южном обрамлении. Проблема изучения пород этих комплексов заключается в том, что они приурочены к основанию позднемезозойского – кайнозойского разреза Амуро-Зейской впадины, где наложены на сложнорасположенные образования докембрийского – палеозойского возраста Буряя-Цзямусинского и Аргунского супертеррейнов (рис. 1б). Фактически эти магматиты представляют реликты в

тектонически приподнятых блоках или выходы в эрозионных окнах среди верхнемеловых – кайнозойских осадков. Ранее все вулканические и вулканоплутонические комплексы южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса объединялись в раннемеловые образования Умлекано-Огоджинского вулканического пояса [Геологическая карта...,1999]. Полученные в последние годы прецизионные данные возраста и вещественного состава позволили говорить о чётком различии магматизма в пределах Бурей-Цзямусинского и Аргунского супертеррейнов [Дербеко и др., 2010]. В пределах этих геологических структур выделено несколько комплексов андезитового состава: талданский, бурундинский, поярковский, станолирский. Разобщённость вулканических полей, неоднозначность трактовки их возраста и структурной принадлежности предыдущими исследователями, породили спорные геологические объекты. К таким объектам относится Исиканское вулканическое поле. Слагающие его вулканы разные исследователи относили к различным вулканическим комплексам, которые выделялись в южном обрамлении Монголо-Охотского пояса: талданскому [Фролов, 1977], бурундинскому [Геологическая карта..., 1999], поярковскому [Геологическая карта..., 2001]. Что объясняется отсутствием не только прецизионных геохронологических определений возраста, но и геохимических характеристик пород этого поля.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Исиканское вулканическое поле расположено на территории северного фланга Бурей-Цзямусинского супертеррейна в бассейне реки Исикан – левый приток р. Бысса (рис. 16). Основное поле протяжённостью более 50 км при ширине 5-10 км, имеет северо-восточное простирание и ограничено тектоническими нарушениями этого же направления. За пределами основного поля выделяются небольшие, площадью первые км², разрозненные покровы, штоки и дайки.

Из всех вулканических комплексов, к которым ранее относили породы Исиканского поля, только образования поярковского комплекса выделены и изучены в пределах рифтогенных структур Бурей-Цзямусинского супертеррейна (левобережье р. Амур), где они завершают разрез рифтообразных зон [Кириллова, 2005]. Простирание этих зон идентично простиранию Исиканского вулканического поля, в геологическом разрезе которого породы основного состава сменяются более кислыми разновидностями. Надо отметить, что покровные вулканы поярковского комплекса образуют и самостоятельные поля, вне области развития рифтообразных структур. Вероятнее всего они просто перекрывают территорию развития более раннего рифтогенеза.

Основание геологического разреза рифтогенных впадин изучено, преимущественно, по горным выработкам. Оно выполнено осадочными отложениями верхней юры и перекрыто терригенно-вулканогенными отложениями берриас – валанжина [Решения IV..., 1994; Кириллова, 2005; Геодинамика, магматизм..., 2006]. Выше, согласно, без размыва разрез наращивается образованиями покровной фации поярковского комплекса, который завершается согласно залегающими маломощными терригенными осадками. Готерив-барремский возраст терригенной составляющей поярковской свиты определяется по богатому комплексу пресноводной фауны и флоры [Решения IV...,1994]. Для верхней – вулканогенной части - характерен самостоятельный флористический комплекс, который соответствует апт-альбу [Решения IV...,1994]. Изотопные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования андезитовых базальтов поярковского комплекса по фрагментам основной

массы показали следующее: по плато - 117.8 ± 1.8 млн. лет, 116.8 ± 1.8 млн. лет, 118.3 ± 2 млн. лет; в изохронном варианте расчета - 117.7 ± 1.7 млн. лет, 117.1 ± 1.7 млн. лет, 119.5 ± 2.7 млн. лет [Сорокин и др., 2008]; но есть более молодые значения возраста: 111 млн. лет [Дербеко, 2007] и 107 млн. лет [Сорокин и др., 2014]. Таким образом, возраст всей поярковской свиты принимался как готерив – альб.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В пределах развития пород Исиканского вулканического поля составлены петрографические разрезы (рис. 1б). Установлено, что по соотношению кремнезёма и щелочей среди покровных вулкаников значительно преобладают андезитовые базальты и андезиты, реже встречаются их трахитоидные разновидности, ещё реже – дациты, базальты и трахибазальты (рис. 2а). Субвулканические тела представлены аналогами покровов и диоритовыми порфиридами.

Андезиты и андезитовые базальты - породы от черного до темно-серого, зеленовато-серого, сургучного цвета с массивной или миндалекаменной текстурой, с афировой, порфировой или сериально-порфировой структурой. Количество порфировых выделений может достигать 60%, а их размер 4 мм. Среди разнообразных структур основной массы преобладают пилотакситовая, гиалопилитовая, интерсерральная, криптокристаллическая. По составу порфировых выделений вулканики подразделяются на пироксеновые, оливин-пироксеновые, дупироксеновые, роговообманково-пироксеновые. Во всех разновидностях пород среди порфировых выделений преобладают плагиоклазы: в андезитах - Ap_{35-55} , в базальтах и андезитовых базальтах - Ap_{53-68} . Темноцветные минералы представлены моноклинным и ромбическим пироксенами, обыкновенной или базальтической роговой обманкой, в единичных случаях – оливином и биотитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами пироксенов, магнетита и вулканическим стеклом, в разной степени замещенным гидрослюдами, хлоритом, окислами железа. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит. Миндалины выполнены, преимущественно, монтмориллонитом, халцедоном, кальцитом. Туфовая составляющая покровной фации по составу соответствует андезитам и андезитовым базальтам.

Содержание SiO_2 в вулканиках Исиканского поля колеблется от 48.75 % до 63.85 % (табл. 1; рис. 2а), при сумме щелочей $K_2O + Na_2O = (3.78 \% - 7.35 \%)$ и преимущественном преобладании Na_2O над K_2O ($Na_2O/K_2O = 0.7 - 3.0$). По соотношению $SiO_2 - K_2O$ они относятся как к высоко- так и к низкокалиевым разновидностям известково-щелочной серии (рис. 2 б). Вулканики отличаются повышенным присутствием Al_2O_3 (15.7 % - 20.3 %) - его содержание закономерно уменьшается от основных разновидностей к умеренно-кислым; умеренными значениями отношений FeO^{tot}/MgO (1.83 - 3.05).

Распределение в породах редкоземельных элементов характеризуется выраженной дифференциацией спектров REE, преобладают значения $[La/Yb]_n = 10 - 12$, при слабо или совсем не проявленной европиевой аномалии: $Eu/Eu^* = 0.60 - 0.70$ (рис. 3а). Эти характеристики, в сочетании с установленными концентрациями в породах таких некогерентных элементов как Rb, Ba, Sr, приближают их к OIB (рис. 3а).

МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОЗРАСТА И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД. РЕЗУЛЬТАТЫ

Геохронологические исследования. Для установления возраста пород

Исиканского вулканического поля $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) проведены геохронологические исследования дацитаов (обр. d103), как завершающих вулканогенный разрез покровной фации. Изотопное датирование проведено по матрице отобранной вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25–0.15 мм измельченного образца. Облучение проб проведено в кадмированном канале научного реактора типа ВВРК в Научно исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в пределах образца. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистку аргона производили с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на массспектрометре Noble gas 5400 фирмы “Микромасс” (Великобритания). Для коррекции на изотопы $^{36}, ^{37}, ^{40}\text{Ar}$, полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Особое внимание уделяли контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.5 ± 0.5 . Результаты проведенных исследований (табл. 2, рис. 4) сводятся к следующему: интегральный возраст матрицы дацитов Исиканского вулканического поля составляет 113 ± 2.6 млн. лет, возраст по плато - 121 ± 1.6 млн. лет.

Изотопно-геохимические исследования проводились в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва). Определение содержаний Rb, Sr, Sm и Nd и изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в образцах горных пород проведено методом изотопного разбавления с помощью смешанных ^{85}Rb – ^{84}Sr и ^{149}Sm – ^{150}Nd трасеров, которые добавлялись в пробы непосредственно перед их химическим разложением. Разложение валовых проб пород, навеска которых варьировала от 0.1 до 0.2 г, осуществлялось в смеси концентрированных кислот HF + HNO₃ (3:1). Пробы выдерживались в герметично закрытом автоклаве при температуре около 160°C до полного растворения.

Препараты Rb, Sr, Sm и Nd для масс-спектрометрического анализа были получены на основе применения методики двустадийной ионообменной хроматографии. На первой стадии фракции Rb, Sr и легких РЗЭ отделялись от элементов матрицы образца. Выделение фракций проводилось в 2.4 М HCl на ионообменных колонках, заполненных 3 мл катионита BioRad W50x8 (200-400 меш). Хроматографическое отделение Nd и Sm от других легких РЗЭ осуществлялось на второй стадии, с использованием колонок, заполненных 0.5 мл ионообменной смолой HDEHP, нанесенной на гранулы Kel-F. Суммарный уровень фонового загрязнения пробы в течение всей процедуры химической подготовки по Sr и Nd не превышал 0.1 нг.

Масс-спектрометрические измерения изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd проведены на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания). Правильность измерений изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr (SRM-987) и внутрилабораторного образца изотопного состава Nd «Nd-IGEM», калиброванного относительно международного стандарта LaJolla. Погрешность измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышала 0.003% ($\pm 2\sigma_{\text{ед}}$). Точность определения изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляла 0.5% и 0.2 % соответственно ($\pm 2\sigma_{\text{ед}}$). В результате получены следующие данные (табл. 3).

Исследования химического состава пород проводились в Институте геологии и природопользования ДВО РАН в г. Благовещенск (аналитики Е.В. Ушакова, А.А. Зеневиц); определялись основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb. В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН в г. Хабаровск (аналитики Д.В. Авдеев, А.В. Штарева, Л.С. Боковенко, А.Ю. Лушникова, В.Е. Зазулина) методом ICP-MS определялись следующие элементы: Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при 1050–1100°C. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 3–10 % (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отсутствие прецизионных данных возраста и вещественного состава вулканитов Исиканского поля позволяло относить эти породы к различным андезитовым комплексам, развитым в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса. Результаты, полученные в последние годы исследования этого региона и их анализ, показали следующее. Магматиты талданского комплекса распространены исключительно в пределах Аргунского супертеррейна (рис. 1а). Они формировались в интервале 130-122 млн. лет [Сорокин и др., 2003; Козырев, 2016], их вещественные характеристики сопоставимы с надсубдукционными образованиями [Дербекко, 2012; Derbeko, 2013]. Вулканиты бурундинского комплекса развиты локально в северном обрамлении Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1а). Период становления соответствует 111-105 млн. лет. Показано, что их вещественные характеристики соответствуют характеристикам пород, сформированным в островодужных условиях [Дербекко, 2010; Дербекко, 2012; Derbeko, 2013]. В этот же временной интервал формировались породы станолитского комплекса. Но они характеризуются более высокими содержаниями Nb, Ta, Zr и более низкими – Sr [Дербекко, 2010; Derbeko, 2013]. Хотя содержания этих элементов и не выходят за пределы таковых в породах, сформированных в надсубдукционных обстановках, они явно отличаются от пород поярковского комплекса по своим геохимическим характеристикам. А вот вулканиты Исиканского поля по этим же характеристикам вполне сопоставимы с вулканитами поярковского комплекса (рис. 3), образования которого начинают формироваться в пределах Бурей-Цзямусинского супертеррейна около 120 млн. лет назад с накопления туфогенно-осадочной составляющей [Решения IV..., 1994]. Есть мнение, что активное излияние лав происходило в интервале 119-117 млн. лет [Сорокин и др., 2008], но так же есть данные, указывающие на более поздние сроки вулканической деятельности: 111 - 107 млн. лет [Дербекко, 2007; Сорокин и др., 2014]. Геохимические характеристики пород данного комплекса указывают на их сопоставимость с продуктами надсубдукционного вулканизма [Дербекко, 2012; Derbeko, 2013]. Учитывая все эти данные, можно предположить, что вулканиты Исиканского поля по времени формирования и структурной принадлежности наиболее близки образованиям

полярковского комплексам. Принадлежность пород Исиканского вулканического поля к полярковскому комплексу может быть установлена единством магматического источника.

Относительное разнообразие составов лав (базальты - дациты) Исиканского вулканического поля, так же как и пород полярковского комплекса, может быть обусловлено различными процессами: коровой контаминацией, составом источника магм, фракционной кристаллизацией. Установлено [Pearce, 1982], что широкие вариации отношения Nb/Ta указывают на неоднородный состав мантийного протолита. Для основных пород Исиканского вулканического поля и пород полярковского комплекса эти значения довольно широки и составляют Nb/Ta = 14 – 29.

Влияние коровой контаминации приводит к обогащению Th относительно Ta и Yb [Wilson, 2007], что выражается в повышении Th/Yb отношения. На диаграмме соотношения Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5а) точки основных – умеренно основных вулканитов располагаются значительно выше области мантийных источников. Этот факт можно объяснить контаминацией магматическим очагом континентальной коры. Что подтверждается наличием на графике нормирования пород к примитивной мантии Nb-Ta минимума (рис. 3б). Результатом этого влияния по представлению [Wilson, 2007], является также и обогащение пород крупноионными элементами (табл. 1; рис. 3б).

О присутствии фракционной кристаллизации при формировании рассматриваемых образований говорят пониженные концентрации Ni, Cr и Mg, что и наблюдается в составах рассматриваемых вулканитов (таб. 1). Можно предположить, что на начальной стадии формирования пород происходило фракционирование оливина: его единичные зёрна сохранились в порфириновых выделениях. Далее этот процесс заместился фракционированием плагиоклаза и пироксенов, и, позднее, фракционированием плагиоклаза и амфибола. Все эти минералы в разных количествах образуют порфириновые выделения. Появление амфибола и (редко) биотита может указывать, что в магматическом резервуаре в остаточных расплавах увеличивалось присутствие воды. Это могло быть обусловлено субдукционными процессами. Показано [McKenzie, O'Nions, 1991], что к процессу фракционной кристаллизации нечувствительно значение отношения Sm/Yb. На диаграмме Sm/Yb—La/Yb (рис. 5б) фигуративные точки рассматриваемых пород хоть и приближены к кривой плавления гранатсодержащего перидотита, но они также тяготеют и к кривой плавления шпинелевых перидотитов. Последний факт подтверждается соотношением $(Tb/Yb)_{nrm} — (La/Sm)_{nrm}$ (рис. 5в). В данном случае базальтовая магма могла взаимодействовать с континентальной корой на мантийном уровне в связи с деламацией литосферы или в результате подъема и внедрении магмы в основание континентальной коры. Согласно геологическому строению рассматриваемого региона породы фундамента представлены докембрийскими образованиями [Геологическая карта..., 1999; Геологическая карта..., 2001; Геодинамика, магматизм..., 2006], которые и могли претерпевать процесс плавления при контаминации.

Соотношение $(Tb/Yb)_{nrm} — (La/Sm)_{nrm}$ (рис. 5в) является также индикатором глубины плавления [Wang et al., 2002], согласно которому при значении $(Tb/Yb)_{nrm} > 1.8$ магма формировалась в присутствии граната (присутствовал компонент OIB), а при значении < 1.8 – условия соответствовали уровню шпинелевых лерцолитов или присутствию компонента E-MORB. Индикаторное отношение $(Tb/Yb)_n$ для пород Исиканского вулканического поля составляет 2.3 - 1.2, преобладают значения 1.6 - 1.4. Можно считать, что магматический расплав, определивший их формирование, образовался в пограничных областях плавления гранатового и шпинелевого перидотитов при

преобладании роли последнего. Первоначально выплавление базальтоидной магмы происходило в условиях стабильности граната. Соответственно глубина формирования магматического очага составляла более 90 км, а затем она постепенно уменьшалась, соответственно изменялись условия выплавления магмы, они смещались к условиям плавления шпинелевого перидотита (рис. 5в).

Все эти данные подтверждают предположение о присутствии нескольких источников формирования магматитов Исиканского поля (а значит и пород поярковского комплекса), среди которых, к наиболее вероятным, можно отнести: плавление океанической коры, контаминирование пород континентальной коры, преобразование мантийного клина под воздействием флюидов, что сопровождается обогащением подвижными в водных растворах редкими элементами. А именно, обогащение крупноионными литофильными элементами: К (до 30000 г/т), Rb (до 128.5 г/т), Ba (до 1175 г/т), Sr (до 1050 г/т). А также приводит к росту $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (до 0.7070) (табл. 3).

Соотношение и распределение редких элементов в породах Исиканского вулканического поля и поярковского комплекса на диаграммах, отражающих геодинамические условия формирования и влияние составов родоначальных магм, показывают, что им свойственны геохимические признаки, согласно которым они сопоставимы с образованиями активных континентальных окраин или островных дуг (рис. 5а; 6). А их составы приближены к составу верхней континентальной коры (рис. 6б, в). Увеличение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения до 0.7070, при близких значениях отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5125 – 0.5126) (табл. 3) весьма характерно для пород субдукционных обстановок андийских континентальных окраин (рис. 7а).

Низкие концентрации Nb, Ta, P и повышенные содержания Pb и Sr (таб. 1, рис. 3б) позволяют предполагать присутствие субдукционного компонента. А относительно низкие значения ϵNd и повышенное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ - более 0.7050 (табл. 3), указывают на присутствие корового компонента при их формировании.

На диаграмме соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис.7а) фигуративные точки вулканитов Исиканского поля и поярковского комплекса размещаются в квадранте соответствия магматическим породам островных дуг или активных континентальных окраин. Более того, область их расположения на диаграмме совмещена с областью положения вулканитов Центральной и Южной зон Андийской континентальной окраины. А по соотношению таких некогерентных элементов, как Th/La – Sm/La, они не выходят за пределы области этих значений для субдукционных магм (рис. 7б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все выше перечисленные петро- и геохимические характеристики пород Исиканского вулканического поля согласуются с подобными характеристиками вулканогенных образований поярковского комплекса Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рис. 5, 6, 7). На графике нормирования содержаний редких элементов к хондриту и примитивной мантии контуры пород поярковского комплекса и вулканитов Исиканского вулканического поля почти полностью совпадают (рис. 3). Полученные результаты позволяют отнести вулканические образования Исиканского поля к образованиям поярковского комплекса. Если по данным изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – го датирования андезитовых базальтов поярковского комплекса устанавливается возраст пород как 119-117 млн. лет [Сорокин и др., 2008], то согласно полученным нами результатам, активный

вулканизм продолжался до 113 млн. лет - до конца апта, так как был проанализирован образец дацитов, излившихся на заключительных этапах магматизма. Соответственно, можно говорить, что активная магматическая фаза формирования пород поярковского комплекса приходится на временной интервал 119 – 113 млн. лет, то есть почти на протяжении всего апта, а с учётом данных [Дербеко, 2007; Сорокин и др., 2014], магматизм проявлялся и в альбе, но он в этот период перешёл в фазу затухания.

Судя по наличию шаровой отдельности лав и по разрезу свиты углесодержащие слои присутствуют в нижней и верхней части разреза [Решения IV..., 1994; Кириллова, 2005], можно предположить, что излияние лав происходило в условиях мелководного прибрежно-континентального или задугового бассейна в условиях субдукции.

Структурная принадлежность вулканитов Исиканского поля и, соответственно, поярковского комплекса к Буря-Цзямусинскому супертеррейну позволяет сопоставить их с аналогичными по времени формирования и вещественному составу вулканитами, развитыми на соседней с юга территории Китая в пределах Буря-Цзямусинского супертеррейна (Jiamusi massif). Авторы [ChaoWen et al., 2010] так же считают, что становление вулканитов этого возрастного этапа сопровождало субдукционные процессы в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А. Активные континентальные окраины восточно-тихоокеанского (андийского) типа. <http://docplayer.ru/62774485-Aktivnye-kontinentalnye-okrainy-vostochno-tihookeanskogo-andiyskogo-tipa.html>

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1. Владивосток: Дальнаука, 2006, 572 с.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбяо и др. С.-Петербург – Благовещенск - Харбин: ВСЕГЕИ, Амургеолком, Управл. геологии и полезн. ископ. провинции Хэйлунцзян. 1999. 135 с.

Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербеко И.М. Благовещенск: Амургеология. 2001. 227 с.

Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканизм Приамурья (вещественный состав, геохронология, геодинамические обстановки: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.04, М, 2007.

Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co.KG, 2012, 97 с.

Дербеко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера, 2010, №3, с. 70-77.

Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005, №5, с. 62-82.

Козырев С.К. Геологические карты: N-51-XXIII, XXIX (Невер); N-51-XXIV (Магдагачи); N-51-XXX (Черняево). Государственные геологические карты Российской Федерации. Издание второе. Зейская серия, масштаб: 1:200000, серия: Зейская, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», редактор: Чепыгин В.Е., 2016.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание 3. Редакторы: Богатииков О.А., Морозов А.Ф., Петров О.В. Санкт-Петербург: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2009, 160 с.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Схема 35. Хабаровск: Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие, 1994, 22 с.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Пономарчук В.А., Саватенков В.М. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций Северо-Восточной части Амурского микроконтинента // *Петрология*, 2014, т. 22 (1), с. 72-84.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // *Тихоокеанская геология*, 2003, т. 22 (2), с. 3-6.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Котов А.Б., Мельникова О.В. Базальтовые андезиты аптского возраста Амуро-Зейской депрессии: новые геохимические и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – геохронологические данные // *Доклады РАН*, 2008, т. 421 (4), с. 525-529.

Фор Г. Основы изотопной геологии, М.: Мир, 1989. 590 с.

Фролов Ф.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200.000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-52-XXXVI. Объяснительная записка. М.: МинГео. СССР, 1977, 80 с., 2 гр. пр.

ChaoWen L., Feng G., WeiMing. F., XiaoFeng G. Ar-Ar geochronology of Late Mesozoic volcanic rocks from the Yanji area, NE China and tectonic implications // [Sci China Ser D: Earth Sciences](#), 2007, v. 50 (4), p. 505–518.

Condie K.C. Higt field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491-504.

Derbeko I.M. The role of the andesitic volcanism in the understanding of Late Mesozoic tectonic events of Bureya-Jziamysi superterrain, Russian Far East. In: *Updates in volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*. Book edited by: Dr. Karoly Nemeth. Massey University, CS-INR, Volcanic Risk Solutions, New Zealand: In Tech, 2013, p. 91-115.

Gorton M.P., Schandi E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // *The Canadian Mineralogist*, 2000, v. 38, p. 1065-1073.

Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram // *J. Petrology*, 1986, v.27, p. 745-750.

McDonough W. F., Sun S-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995, v.120 (3-4), p. 223-253.

McKenzie, D., Onions R. K. Partial melt distributions from inversion of rare-earth element concentrations // *Journal of Petrology*, 32 (5), p. 1021-1091.

Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Hawkesworth C. J., Norry M. J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Nantwich, 1983, p. 230-249.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S., ed, *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*: Chichester, UK, John Wiley and Sons, 1982, p. 525–548.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediments: implications for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325-394.

Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // *Geoscience Frontiers*, 2015, v. 6, p. 481–501.

Saundres A. D., Norry M. J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.*, 1988, Special Lithosphere Issue, p. 415–445.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313-345.

Tomlinson, K.Y.R., Condie, K.C. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry, Spec. Pap.- Geol. Soc. Am. 2001, v. 352, p. 341–357.

Tommasini S., Conticelli S., Avanzinelli R. The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 301, p. 469-478.

Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B., Shimizu, N. 1990. Melting in the oceanic upper mantle: anion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 1990, v 95, 2661–2678

Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. & Smith, E.I. A mantle melting profile the Basin and Range, SW USA // *J. of Geophysical Research*, 2002, v. 107, №B1.

Wilson M. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London: Chapman & Hall, 2007, 466 p.

Xu, Y.G., Ma, J.L., Frey, F.A., Feigenson, M.D., Liu, J.F. Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton // *Chemical Geology*, 2005, v. 224, p. 247–271.

Рис. 1. Схема пространственного расположения позднемезозойских магматитов среди основных структур восточной окраины Азии.

а) Область распространения пород Исиканского вулканического поля (1), поярковского (2), бурундинского (3) и станолирского комплексов (4) - Буря-Цзямусинский супертеррейн; талданского комплекса (5) - Аргунский супертеррейн. Вулканиды восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса и Баджалского террейна (6); вулканогенных поясов Охотско-Чукотского (7) и Восточно-Сихотэалинского (8). По данным [Геологическая карта..., 1999] с изменениями авторов. Территория исследования (9).

б) Геологическая схема Исиканского вулканического поля по [Геологическая карта..., 2001] и данным авторов: палеозойские стратифицированные и плутогенные образования (10); породы Исиканского вулканического поля (11); вулканиды бурундинского комплекса (12). Слаболитофицированные и рыхлые отложения: позднего мела - квартера Амуро-Зейской впадины (13); современные аллювиальные (14). Петрографические разрезы (15). Тектонические границы (16): а) достоверные; б) предполагаемые.

Рис. 2. Положение составов пород Исиканского вулканического поля на диаграммах: а) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ по [Петрографический кодекс..., 2009]; б) $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ по [Le Bas et al., 1986].

Вулканиды: Исиканского поля – 1; поярковского комплекса – 2.

Рис. 3. Особенности распределения редких элементов.

В породах: Исиканского вулканического поля (1) и поярковского вулканического комплекса (2). Редкие элементы нормированы: а) к хондриту и б) к примитивной мантии. В пересчетах использованы данные [Sun, McDonough, 1989].

Рис. 4. График ступенчатого отжига для дацита (образец d103) Исиканского вулканического поля.

Рис. 5. Диаграммы соотношения редких элементов вулканидов Исиканского поля и поярковского комплекса с дискриминационными полями некогерентных элементов.

а) $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ по [Pearce, 1983]; б) $\text{Sm}/\text{Yb} - \text{La}/\text{Yb}$ по [Xu et al., 2005]. Кривые периодического плавления для гранатового и шпинелевого перидотитов, с долей расплава в процентах по [Johnson et al., 1990]; в) $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{нрм}} - (\text{La}/\text{Sm})_{\text{нрм}}$ по [Wang et al., 2002]. Th , Ta , Yb нормализованы к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]. Буквенные обозначения: РМ - примитивная мантия (на время 4.5 млрд. лет), базальты срединно-океанических хребтов, обогащённые некогерентными элементами E-MORB и нормальные - N-MORB, WPVZ – внутриплитная вулканическая зона, АСМ – активная континентальная окраина, ARC – островные дуги, UC – верхняя континентальная кора, GLOSS – субдукционные осадки. Условные обозначения пород на рис. 2.

Рис. 6. Диаграммы соотношения редких элементов вулканидов Исиканского поля и поярковского комплекса с дискриминационными полями, характеризующими геодинамические условия их формирования.

а) $\text{La}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Ta}$ по [Tomlinson, Condi, 2001]; б) $\text{Nb}/\text{Th} - \text{Zr}/\text{Nb}$ по [Condi, 2005]; в) $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Nb}/\text{Y}$ по [Condi, 2005]; г) $\text{Yb} - \text{Th}/\text{Ta}$ [Gorton, Schandal, 2000]; д) соотношение Nb и Th , нормализованных к составу N-MORB по [Sun, McDonough, 1989], на диаграмме [Saccani, 2015]; е) $\text{Th}/\text{Nb} - \text{Ce}/\text{Nb}$ для пород основного состава по [Saunders et al., 1988]; поля: I – островных дуг, II – задуговых бассейнов, III – океанического плато Онтонг

Джава. Буквенные обозначения: SZB – базальты зон субдукции, OIB – базальты океанических островов, OPB – базальты океанического плато, DM – деплетированная мантия; EM1, EM2 – типы обогащённой мантии; HIMU – обогащенная (U+Th/Pb) мантия, образовавшаяся в первые 1.5 - 2.0 млрд. лет; REC – рециклированный компонент, SUB – субдукционный компонент; WPB – внутриплитные базальты; F – фракционирование; CC – континентальная кора, DM – деплетированная мантия; прочие сокращения на рис. 5. Условные обозначения пород на рис. 2.

Рис. 7. Тектоническая интерпретация пород Исиканского вулканического поля и поярковского комплекса на основе систематики соотношения изотопного состава Nd - Sr и Th/La – Sm/La.

а) соотношение изотопного состава Nd и Sr; поля базальтов по преобладанию значений, соответствующих базальтам срединноокеанических хребтов (I); океаническим островам Тихого (II), Атлантического (III) и Индийского (IV) океанов по [Фор, 1989]; поля вулканитов Центральной (1) и Южной (2) зон Андийской континентальной окраины из работы А.А. Арискина. б) соотношения Th/La – Sm/La; тренд субдукционных магм по [Tommasini et al., 2011], значения OIB и N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989], GLOSS – средний состав субдукционных осадков по [Plank, Langmuir, 1998]. Условные обозначения пород на рис. 2.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов пород Исиканского
вулканического поля

Образец	d-90-1	d-81-1	d-89-3	d-73	d-82-2	d-75	d-90	d-78	d-89-5
SiO ₂	48.75	51.68	51.72	51.94	52.60	52.96	53.29	54.72	54.93
TiO ₂	0.93	0.86	0.76	0.81	0.88	0.90	0.88	0.85	0.63
AlO ₃	19.81	17.70	18.11	19.88	17.77	18.63	17.49	17.08	15.31
FeOtot	8.67	7.44	7.57	6.47	7.49	8.60	8.13	7.80	6.25
MnO	0.13	0.11	0.11	0.13	0.12	0.15	0.12	0.15	0.12
MgO	4.64	3.09	3.60	2.83	3.32	2.93	3.88	3.30	2.84
CaO	6.48	7.00	5.52	6.88	6.99	7.36	6.92	6.06	6.71
Na ₂ O	3.40	2.67	3.65	3.04	2.99	2.98	2.97	3.09	3.11
K ₂ O	1.40	1.11	2.58	1.86	0.97	1.85	1.88	1.33	1.86
P ₂ O ₅	0.26	0.32	0.27	0.29	0.30	0.24	0.26	0.32	0.21
п.п.п.	5.60	8.13	6.13	5.93	6.61	3.41	4.22	5.35	8.11
Сумма	100.07	100.11	100.02	100.04	100.04	100.02	100.03	100.03	100.08
Rb	26.0	32.5	59.7	55.1	27.2	34.1	45.2	33.3	41.4
Cs	1.19	2.98	2.94	4.51	1.70	0.23	1.21	0.90	2.50
Sr	560	1377		509	1225	675	491	539	388
Ba	468	558	476	536	543	532	459	433	521
Ga	21.60	17.29	20.24	19.16	18.31	21.46	19.77	19.43	16.07
Pb	12.14	9.21	9.67	10.57	8.35	10.90	13.01	9.12	10.29
La	21.18	22.85	26.54	19.91	22.89	25.59	23.19	22.85	21.30
Ce	47.59	49.52	51.23	46.59	48.92	55.81	53.74	49.72	45.26
PR	5.80	6.17	6.19	5.22	5.85	6.54	5.85	6.02	5.26
ND	25.19	26.28	25.65	22.52	25.39	27.43	24.23	25.35	21.90
SM	4.83	4.98	4.48	4.52	4.85	4.98	4.58	4.77	3.81
EU	1.12	1.51	1.06	1.17	1.46	1.16	1.19	1.09	0.88
GD	5.54	16.54	5.09	5.12	14.94	5.59	5.21	5.47	4.56
TB	0.45	1.01	0.40	0.60	0.93	0.45	0.59	0.45	0.32
DY	3.50	4.05	3.24	3.56	3.80	3.54	3.52	3.49	2.83
HO	0.47	0.60	0.46	0.64	0.57	0.49	0.64	0.48	0.36
ER	1.74	2.47	1.79	1.91	2.30	1.91	1.92	1.82	1.45
Tm	-	0.17	0.01	0.22	0.16	0.04	0.22	0.03	-
Yb	1.45	1.93	1.63	1.66	1.82	1.77	1.73	1.76	1.37
Lu	-	0.20	0.03	0.20	0.18	0.05	0.22	0.03	-
Y	16.35	16.37	19.43	17.36	15.77	18.53	16.96	17.33	14.92
Th	2.65	3.38	3.37	3.01	3.21	4.46	4.07	4.06	2.73
U	0.62	0.60	0.64	0.75	0.52	0.93	1.01	0.95	0.42
Zr	84	128	143	79	119	122	149	110	99
Hf	2.25	3.22	3.57	1.94	3.21	4.11	3.58	3.18	2.99
Mo	0.54	0.15	0.27	1.05	0.23	0.66	0.98	0.33	0.33
Nb	8.0	6.6	8.3	7.1	6.5	8.3	9.2	6.8	7.2
Ta	0.37	0.35	0.29	0.42	0.33	0.29	0.62	0.27	0.24
Zn	96.56	63.45	145.67	68.03	49.60	112.23	201.13	97.52	91.18
Co	24.60	15.83	21.30	17.61	15.90	18.64	21.20	18.86	17.18
Ni	14.08	11.03	36.11	6.20	11.34	9.70	19.32	5.83	29.01
Sc	23.65	14.55	18.08	16.63	14.79	14.34	16.58	17.71	15.69
V	210.60	102.40	154.57	201.01	111.75	151.08	172.69	176.84	140.35
Cr	54.26	20.17	82.01	27.69	30.23	34.39	55.43	29.61	85.44

Таблица 1. Продолжение 2.

Образец	d-89-9	d-77	d 97-1	d-91	d-89-2	d-89-4	d-79	d-89-6	d-89-7
SiO ₂	55.90	56.02	56.59	57.70	57.80	58.10	59.29	59.75	60.11
TiO ₂	0.81	0.74	0.83	0.71	0.70	0.70	0.64	0.64	0.69
AlO ₃	20.34	18.59	16.40	17.73	17.37	17.57	17.59	17.70	16.36
FeOtot	5.55	7.43	6.92	6.38	6.67	6.51	5.57	5.99	6.99
MnO	0.09	0.15	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.08	0.12
MgO	2.43	2.65	4.77	3.16	3.05	3.02	2.50	1.95	2.73
CaO	5.95	6.38	6.06	5.57	5.67	5.93	4.12	5.28	2.84
Na ₂ O	3.98	2.64	2.93	3.24	3.57	3.35	3.94	3.54	4.64
K ₂ O	2.38	3.06	2.19	2.42	2.06	1.77	2.64	2.35	2.18
P ₂ O ₅	0.27	0.31	0.24	0.24	0.26	0.24	0.25	0.22	0.24
п.п.п.	2.33	2.03	2.94	2.73	2.75	2.68	3.38	2.51	3.10
Сумма	100.04	100.00	97.05	100.00	100.00	100.01	100.02	100.02	100.00
Rb	54.5	68.6	51.4	58.2	42.7	31.4	60.3	63.7	43.5
Cs	1.19	1.92	0.86	0.70	1.65	1.23	0.64	5.09	1.59
Sr	525	603	680	485	752	555	482	547	629
Ba	509	692	677	684	619	678	559	641	654
Ga	20.07	19.97	17.71	18.75	19.31	18.78	18.73	18.14	16.21
Pb	13.12	15.22	8.38	15.26	12.55	10.98	14.04	13.73	10.34
La	24.56	25.05	21.46	27.67	24.72	24.04	31.05	26.94	24.20
Ce	53.17	54.69	43.51	62.58	53.69	54.65	47.50	58.53	56.43
PR	6.17	6.39	5.12	6.53	6.22	5.83	7.36	6.29	6.02
ND	25.44	26.25	20.37	26.19	24.68	23.83	28.98	25.35	23.44
SM	4.52	4.88	3.98	4.64	4.44	4.15	4.90	4.49	4.32
EU	1.06	1.15	1.08	1.16	1.16	1.09	1.09	1.12	1.06
GD	5.23	5.50	4.20	5.12	4.91	4.78	5.58	5.13	4.76
TB	0.40	0.44	0.58	0.58	0.53	0.51	0.42	0.56	0.53
DY	3.31	3.53	3.23	3.40	3.30	3.13	3.34	3.32	3.34
HO	0.45	0.49	0.65	0.63	0.60	0.57	0.44	0.61	0.58
ER	1.74	1.91	1.89	1.91	1.87	1.75	1.72	1.91	1.77
Tm	0.01	0.04	0.26	0.22	0.22	0.20	0.01	0.22	0.20
Yb	1.63	1.81	1.74	1.76	1.77	1.67	1.57	1.77	1.66
Lu	0.02	0.05	0.26	0.24	0.20	0.22	0.01	0.23	0.16
Y	16.48	17.84	15.86	16.99	16.53	16.35	16.41	17.68	14.96
Th	4.68	4.96	3.78	6.39	3.95	3.70	4.82	4.42	3.12
U	0.91	1.13	0.90	1.23	0.97	0.92	1.06	1.03	0.51
Zr	119	115	78	170	154	177	112	116	84
Hf	4.09	3.80	2.38	4.02	4.06	3.80	4.16	3.05	2.92
Mo	0.88	1.72	0.36	0.94	0.86	0.89	1.34	1.33	0.45
Nb	7.6	7.4	7.9	8.6	8.5	8.5	11.7	8.8	7.7
Ta	0.39	0.26	0.58	0.55	0.53	0.47	0.45	0.47	0.45
Zn	108.53	120.38	86.27	68.57	87.18	120.63	225.85	81.16	70.89
Co	15.62	15.45	25.03	15.69	18.16	18.26	12.67	12.97	18.60
Ni	17.03	4.59	40.33	18.26	24.44	21.31	10.06	11.93	31.05
Sc	13.25	14.65	21.78	12.63	16.20	13.79	10.39	12.11	16.29
V	128.79	145.29	190.24	112.81	128.35	137.50	133.33	136.61	82.08
Cr	63.18	44.15	111.81	73.90	71.44	68.76	49.31	84.31	92.61

Таблица 1. Продолжение 3.

Образец	d-86	d-89-1	d-77-6	d-74	d 97	d-102	d-89	d-89-8	d-108	d-103
SiO ₂	60.43	60.63	60.91	61.42	62.44	62.96	63.23	63.41	63.48	63.49
TiO ₂	0.74	0.64	0.64	0.64	0.65	0.66	0.59	0.61	0.66	0.72
AlO ₃	18.79	16.97	16.82	17.08	15.85	16.10	16.07	15.93	16.25	16.20
FeOtot	4.79	6.04	4.96	5.01	7.76	7.51	5.73	5.87	7.45	7.33
MnO	0.10	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.10	0.08	0.10
MgO	1.26	2.04	2.31	2.31	2.98	2.27	1.81	2.29	2.47	2.23
CaO	4.68	3.96	4.23	3.94	4.18	3.30	3.25	4.40	3.44	3.79
Na ₂ O	3.42	3.36	3.75	4.41	3.36	3.52	3.27	2.48	3.49	3.46
K ₂ O	2.66	3.21	2.86	2.29	2.92	3.64	3.43	1.69	3.05	2.52
P ₂ O ₅	0.28	0.23	0.24	0.34	0.23	0.23	0.23	0.22	0.24	0.23
п.п.п.	2.85	2.84	3.18	2.47	1.99	1.75	2.32	3.01	1.96	1.94
Сумма	100.0	100.00	100.00	99.99	100.46	100.27	100.01	100.00	100.61	100.07
Rb	72.2	52.7	69.0	49.5	71.6	128.5	62.5	48.9	89.4	44.7
Cs	2.33	3.23	3.78	1.06	0.78	2.30	3.04	4.87	2.87	1.44
Sr	559	649	471	677	581	653	528	667	664	332
Ba	648	896	761	1175	826	794	1033	567	835	417
Ga	20.00	15.15	18.99	19.80	17.33	17.86	13.64	17.04	19.54	9.77
Pb	18.79	14.50	18.12	39.55	11.52	18.42	13.25	11.36	13.93	6.96
La	32.80	24.50	28.46	27.65	26.27	28.75	22.71	23.61	27.99	14.00
Ce	50.74	53.33	61.68	56.71	56.87	61.88	48.89	49.16	62.17	31.08
PR	8.13	5.98	6.24	6.13	5.94	6.30	5.35	5.87	6.18	3.09
ND	31.72	24.44	24.42	24.24	23.60	24.98	22.14	23.30	26.00	13.00
SM	5.67	4.43	4.00	3.98	4.17	4.44	3.93	4.18	4.53	2.26
EU	1.27	1.11	1.07	1.10	1.06	1.16	0.98	1.08	1.16	0.58
GD	6.12	4.94	4.48	4.57	4.36	4.67	4.31	4.62	4.69	2.35
TB	0.67	0.54	0.44	0.47	0.50	0.53	0.46	0.49	0.54	0.27
DY	3.95	3.19	2.44	2.57	2.88	3.07	2.73	2.99	3.09	1.55
HO	0.70	0.57	0.41	0.45	0.53	0.57	0.49	0.53	0.56	0.28
ER	2.11	1.78	1.27	1.33	1.64	1.74	1.52	1.65	1.71	0.85
Tm	0.24	0.20	0.13	0.15	0.21	0.23	0.16	0.17	0.22	0.11
Yb	1.84	1.64	1.09	1.14	1.51	1.64	1.38	1.47	1.64	0.82
Lu	0.20	0.21	0.12	0.13	0.22	0.23	0.17	0.16	0.23	0.11
Y	19.57	17.00	12.24	13.36	12.53	13.60	14.66	15.16	13.84	6.92
Th	6.74	3.75	4.04	4.51	7.61	7.39	3.43	3.28	7.36	3.68
U	1.94	0.70	1.13	1.07	1.23	1.32	0.64	0.73	1.64	0.82
Zr	136	164	112	91	77	49	144	123	66	33
Hf	4.12	3.61	2.52	2.38	2.41	1.83	3.12	3.33	1.98	0.99
Mo	1.24	0.58	1.40	1.36	0.68	1.21	0.66	0.52	1.01	0.50
Nb	11.2	7.8	9.2	8.2	11.1	11.7	6.6	6.6	11.9	6.0
Ta	0.72	0.47	0.61	0.55	0.72	0.75	0.32	0.40	0.85	0.43
Zn	79.55	71.77	201.99	223.40	92.94	101.20	102.85	61.40	158.36	79.18
Co	7.79	13.01	11.08	11.84	15.32	12.96	11.89	12.89	14.15	7.07
Ni	5.48	13.28	19.56	19.22	26.24	11.21	11.55	10.81	14.70	7.35
Sc	8.93	11.33	7.50	8.83	13.63	11.33	10.49	12.13	11.25	5.62
V	93.47	70.68	75.07	96.99	108.46	104.01	55.79	108.59	107.47	53.73
Cr	65.17	64.87	81.73	86.69	76.60	72.94	70.49	47.80	60.73	30.37

Примечания к таблице 1: (-) – не определялось; FeO tot – FeO общее. Основные элементы рассчитаны в весовых процентах, редкие элементы - в г/т.

**Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования матрицы дацитов Исиканского
вулканического поля методом ступенчатого прогрева**

№ ступени - <i>T</i> . °С	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+ -	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+ -	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+ -	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+ -	Воз- Раст, млн. лет	+ -	Выде- лен- ный ^{39}Ar
1- 500	78.5	5.5	0.12	0.04	8.8	6.5	0.24	0.07	52.6	144.7	0.6
2 - 650	19.95	0.07	0.029	0.003	0.5	0.2	0.029	0.003	80.5	6.3	16.2
3 - 750	21.50	0.09	0.009	0.003	0.3	0.1	0.015	0.004	119.0	7.7	37.2
4 - 850	19.95	0.05	0.019	0.002	0.5	0.0	0.010	0.002	118.6	3.6	61.3
5 - 950	20.73	0.04	0.025	0.002	0.7	0.2	0.013	0.002	118.9	4.1	74.2
6									124.		
1050	19.88	0.02	0.021	0.004	0.3	0.3	0.0072	0.0004	2	1.5	88.7
7 - 1130	22.57	0.03	0.024	0.002	0.2	0.2	0.020	0.001	116.8	2.4	100.0

Примечание. *T* – температура, погрешность $\pm 1^\circ\text{C}$. *J* (джи фактор) = 0.004011 ± 0.000042 – параметр, характеризующий нейтронный поток

Табл. 3. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимических исследований пород Исиканского вулканического поля и поярковского комплекса.

№ образца	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2$	Nd(T)	TNd(DM)	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \pm 2$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Вулканиды поярковского комплекса											
b49-1	3.8	7.5	0.1297	0.512562	-0.6	1.10	22	495	0.1317	0.706448	0.7063
d27	6.6	30	0.1318±3	0.512577±5	-0.2	-	87	763	0.3317±12	0.707583±9	0.7070
d163	3.4	15	0.1388±2	0.512634±10	0.8	-	23	380	0.1773±12	0.706643±10	0.7063
d164	3.0	15	0.1205±2	0.512581±10	0	-	28	694	0.1166±7	0.705750±10	0.7056
Вулканиды Исиканского поля											
d79	4.9	27	0.1094±2	0.512603±10	0.6	0.6	67	748	0.2578±9	0.706152±10	0.7057
d-81-1	4.7	24	0.11755±5	0.512616±6	-	-	33	1489	0.0646±5	0.705721±9	0.7056
d-90-1	5.1	24	0.12603±5	0.512624±6	-	-	27	842	0.0942±8	0.705908±9	0.7058

Примечания. (-) параметры не рассчитывались.













