Content is available under Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 551.21+552.11+550.4(571.642+265.53)

https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.255-274

Плиоценовый адакитоподобный акцент андезитов и дацитов на Орловском вулканическом поле (о. Сахалин)

© 2021 С. В. Рассказов^{*1,2}, А. В. Рыбин³, А. В. Дегтерев³, И. С. Чувашова^{1,2}, Т. А. Ясныгина¹, Е. В. Саранина^{1,4}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

*E-mail: rassk@crust.irk.ru

Резюме. В андезитах и дацитах, ассоциирующих с внутриплитными базальтами на Орловском вулканическом поле о. Сахалин, выявлена адакитоподобная геохимическая специфика – высокие отношения Sr/Y при низкой концентрации Y. Эти породы обозначают финальный (плиоценовый) акцент внутриплитного вулканизма Лесогорской зоны, начавшегося в среднем миоцене в области ее сочленения с Чеховской зоной предшествующего (олигоцен-раннемиоценового) надсубдукционного вулканизма. Адакитоподобный акцент был связан с сахалинской фазой складчатости, сопровождавшей общую структурную перестройку в тыловой области Японской островодужной системы. Такая геологическая обстановка отличалась от обстановки генерации классических адакитов вследствие плавления верхней части молодого слэба Алеутской островной дуги. Предполагается, что сахалинские адакитоподобные магмы генерировались в глубинных источниках корово-мантийного перехода в Сахалин-Хоккайдо-Япономорской зоне горячей транстенсии в условиях резкой смены тектонических деформаций от тонкой коры Южно-Татарского бассейна к более мощной коре на ее северо-восточном замыкании.

Ключевые слова: адакит, кайнозой, субдукция, внутриплитный вулканизм, плавление слэба, Сахалин

Pliocene adakite-like accent of andesites and dacites from the Orlov volcanic field (Sakhalin Island)

Sergei V. Rasskazov^{*1,2}, Alexander V. Rybin³, Artem V. Degterev³, Irina S. Chuvashova^{1,2}, Tatyana A. Yasnygina¹, Elena V. Saranina^{1,4}

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

⁴A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia

*E-mail: rassk@crust.irk.ru

Abstract. Adakite-like geochemical signature (high Sr/Y ratio at a low Y concentration) is recognized in andesites and dacites, associated with intraplate basalts in the Orlov volcanic field of Sakhalin Island. These rocks denote the final (Pliocene) accent of intraplate volcanism in the Lesogorsk zone, which began in the Middle Miocene in an area of its junction with the Chekhov zone of the preceded (Oligocene-Early Miocene) suprasubduction one. The adakite-like accent was related to the Sakhalin folding phase that accompanied the general structural reorganization in the back-side region in the Japan arc system. Such a geological environment differed from the one of classical adakites generation resulted from melting of a young slab in the Aleutian island arc. It is supposed, that the Sakhalin adakite-like magmas were produced in deep-seated sources of the crust-mantle transition displayed in the Sakhalin-Hokkaido-Japan Sea zone of hot transtension due to drastic change of tectonic deformations from the thin crust of the South Tatar Basin to the thicker one of its northeastern extremity.

Keywords: adakite, Cenozoic, subduction, intraplate volcanism, slab melting, Sakhalin

Для цитирования: Рассказов С.В., Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Плиоценовый адакитоподобный акцент андезитов и дацитов на Орловском вулканическом поле (о. Сахалин). *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 255–274.

https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.255-274

Благодарности и финансирование

Посвящаем эту статью памяти исследователей Сахалина О.А. Мельникова и В.М. Гранника, по инициативе которых состоялись полевые работы авторов на Орловском вулканическом поле. В аналитических исследованиях мы использовали оборудование Байкальского аналитического центра: масс-спектрометр Agilent 7500се Лимнологического института СО РАН (аналитик А.П. Чебыкин) и Finnigan MAT 262 Института земной коры СО РАН (аналитик Н.Н. Фефелов). Петрогенные оксиды определены химиком-аналитиком М.М. Самойленко. Дополнительные исследования и подготовка статьи осуществлялись при поддержке Российского научного фонда (грант № 18-77-10027).

Мы благодарим Игоря Викторовича Ащепкова и анонимного рецензента за конструктивный анализ рукописи статьи.

Введение

Адакиты – это породы среднего-кислого состава нормально-щелочного ряда с содержанием SiO₂ более 56 масс.% и Sr/Y отношением более 40 при концентрациях У менее 18 мкг/г. Породы были впервые обнаружены на о. Адак Алеутской островной дуги [Defant, Drummond, 1990]. С одной стороны, термин «адакит» не имел обычного петрографического определения горной породы и использовался для того, чтобы подчеркнуть Sr-Y геохимическую специфику. С другой стороны, этот термин был закреплен за процессом плавления верхней части погружающегося молодого слэба. Позже адакитоподобные геохимические характеристики были выявлены для пород среднего-кислого состава территорий, не имеющих прямой связи с плавлением верхних частей молодых океанических слэбов [Castillo, 2006, 2012; Petrone, Ferrari, 2008]. В обобщении [Wang et al., 2020] к адакитам отнесен широкий спектр пород среднего и кислого состава нормальной и умеренной щелочности различных обстановок. Первоначальное понятие адакитов [Defant, Drummond, 1990] существенно расширено.

В зоне Азиатско-Тихоокеанского перехода Тихоокеанского кольца отмечены немногочисленные местонахождения адакитов: на Камчатке, в юго-западной Японии и на Филиппинах [Авдейко и др., 2011; Авдейко, Бер*For citation:* Rasskazov S.V., Rybin A.V., Degterev A.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Pliocene adakite-like accent of andesites and dacites from the Orlov volcanic field (Sakhalin Island). *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 255–274. (In Russ., abstr. in Engl.). https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.255-274

Acknowledgments and Funding

We dedicate this article to the memory of the Sakhalin researchers O.A. Melnikov and V.M. Grannik, who initiated the field survey of the authors on the Orlov volcanic field. In analytical studies, we used the equipment of the Baikal Analytical Center: the Agilent 7500ce mass spectrometer of the Limnological Institute, SB RAS (analyst A.P. Chebykin) and Finnigan MAT 262 of the Institute of the Earth's Crust, SB RAS (analyst N.N. Fefelov). Major oxides were determined by chemist–analyst M.M. Samoylenko. Additional research and preparation of the article was funded by the Russian Science Foundation (project 18-77-10027).

We are grateful to Igor' Aschepkov and the anonymous Reviewer for constructive analysis of the manuscript of the article.

галь-Кувикас, 2015; Wang et al., 2020]. Недавно в качестве адакитов были описаны вулканические породы плиоцен-четвертичной анивской свиты на п-ове Крильон юго-западной части о. Сахалин в ассоциации с андезитами и дацитами, не имеющими адакитовой геохимической специфики [Гранник, 2017]. В настоящей работе приводится характеристика пород Орловского вулканического поля (расположенного в той же части острова ближе к его центру), имеющих отчетливые адакитоподобные геохимические характеристики. Цель работы – показать значение адакитоподобного акцента в эволюции внутриплитного и островодужного вулканизма территории.

Краткая характеристика объекта исследований

Вулканизм среднего и кислого состава был распространен на о. Сахалин в течение всего кайнозоя. Наиболее ранние (палеоценовые) дациты и риолиты обнажаются на западном Сахалине в долине р. Стародинская к востоку от Орловского вулканического поля. Калий-аргоновые датировки 58 ± 2 млн лет и 56 ± 2 млн лет, совпавшие между собой в пределах погрешности измерений, были получены по двум образцам с содержаниями K_2O , различающимися на 1 масс.%. Подобные дифференцированные породы от андезитового до риолитового состава распространены в аракайской и чеховской сви-

тах Чеховской зоны. В более молодой маруямской свите Лесогорской зоны также находятся силлы и дайки дифференцированного состава, но они отличаются от подобных тел Чеховской зоны щелочным (микросиенитовым) составом [Рассказов и др., 2005].

Орловское вулканическое поле находится на побережье Татарского пролива над оконечностью активного Тихоокеанского слэба, погруженной в переходный слой мантии на глубину около 650 км (рис. 1 б). Вулканическое поле образует одноименная толща толеитовых базальтов и андезитов, прорванная андезит-дацитовыми экструзиями ичарского комплекса [Жидкова, Шилов, 1969; Семенов, 1975; Гран-

ник и др., 2017]. Выходы пород орловской толщи наблюдаются в береговых обнажениях мыса Ламанон и на сопредельном побережье Татарского пролива. Толща формировалась в подводных и наземных условиях. Субмеридиональное расположение андезитовых фрагментов толщи в северной и центральной частях вулканического поля подчиняется разломам, ограничивающим выходы вулканических пород с востока (рис. 1).

Экструзивные тела ичарского комплекса находятся вблизи береговой линии в поле орловской толщи, а в удалении от нее – среди более древних (палеогеновых и неогеновых) лав и осадочных отложений. Три наиболее крупных экструзивных купола ичарского комплекса (Ичара, Крутой и Краснова) выстраиваются вдоль центрального субширотного разлома в линию протяженностью около 15 км. Дацитовые купола Ичара и Орлова объединяются с выходом промежуточного экструзивного тела между ними по общему водоразделу,

протягивающемуся на 7 км к северо-востоку от экструзива Ичара по направлению к северному фрагменту андезитов орловской толщи. Еще три небольших экструзивных тела внедрились южнее андезитового купола Краснова, подчиняясь субмеридиональным разломам. Центральный андезитовый фрагмент орловской толщи находится во входящем углу между центральным (субширотным) и пограничными (субмеридиональными) разломами.

Нижнеплиоценовый возраст орловской толщи, определенный по палеонтологическим данным [Жидкова, Шилов, 1969], подтвержден калий-аргоновыми датировками андезита 4.7 ± 0.2 млн лет [Shimazu et al., 1992]



Рис. 1. Схема опробования Орловского вулканического поля (при составлении схемы использованы работы [Жидкова, Шилов, 1969; Семенов, 1975]). На врезке показано его местоположение относительно активного Тихоокеанского слэба. Обозначены преддуговые желобы: Курильский (КР) и Японский (ЯП), а также задуговые глубоководные бассейны: ЯМ – Япономорский, ИЗС – Исикари-Западно-Сахалинский, ЮТ – Южно-Татарский, ЮО – Южно-Охотский. Показаны глубины кровли погружающегося слэба изолиниями через 50 км [Gudmundsson, Sambridge, 1998].

Fig. 1. Sampling scheme of the Orlov volcanic field (the scheme is compiled after [Zhidkova, Shilov, 1969; Semenov, 1975]). Inset shows its location relative to the active Pacific slab. The fore-arc troughs are shown: Kuril (KP) and Japan ($\Re\Pi$), and also back-arc deep-water basins: \Re M – Japan Sea, μ 3C – Ishikari-West Sakhalin, μ T – South-Tatar, μ OO – South-Okhotsk. The scheme shows depths of a sinking slab top by 50 km isolines [Gudmundsson, Sambridge, 1998].

и толеитового базальта 4.0 ± 0.3 млн лет [Рассказов и др., 2005]. Для дацита экструзива Ичара получена более молодая датировка 2.6 ± 0.4 млн лет (обр. Сх-10-440, К₂O = 0.6 масс.%, ⁴⁰Ar_{рад} = 5.1×10^{-5} нмм³/г (среднее двух определений) (новое измерение С.С. Брандта, ИЗК СО РАН). Этой датировкой обозначается финальный вулканизм на побережье Татарского пролива рубежа плиоцен-квартер.

Для геохимических исследований опробованы базальты и андезиты орловской толщи, а также резко отпрепарированные вершины экструзивных куполов Ичара, Орлова и Краснова (см. таблицу). Дацитовый купол Ичара (абс. высота 1022 м) расположен в 7 км от береговой линии Татарского пролива и вскрыт эрозией в истоках одноименной реки. Дацитовый купол Орлова (абс. высота 867 м) находится в 13 км от берега и вскрыт истоками рек Орловка и Покосная. Андезитовый купол Краснова (абс. высота 1093 м) удален от берега на 22 км и выходит за контур распространения базальт-андезитовой орловской толщи.

Методика

В отобранных образцах определялись петрогенные оксиды классическими аналитическими методами [Сизых, 1985]. Микроэлементы измерялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) при использовании квадрупольного массспектрометра Agilent 7500се. Подробности пробоподготовки приведены в работе [Ясныгина и др., 2003]. Изотопный состав стронция определялся с использованием массспектрометра Finnigan MAT 262. Методика пробоподготовки и измерений приведена в работе [Рассказов и др., 2012]. Достоверность изотопного анализа контролировалась измерениями стандартного материала NBS SRM-987. В период измерений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr образцов 19-22 марта 2012 г. для NBS SRM-987 было получено значение 0.710237 ± 0.000008 (2б) при рекомендованном отношении 0.710250.

Результаты

Систематика пород

На классификационной диаграмме Na₂O+K₂O – SiO₂ (рис. 2 а) показаны составы базальтов и андезитов орловской толщи в сопоставлении с андезитами и дацитами ичарского экструзивного комплекса. В каче-

стве фона обозначены кайнозойские породы среднего-кислого состава западного Сахалина (побережье южной части Татарского пролива), а также восточного Сахалина. На Орловском вулканическом поле андезитовый состав определен в лавах орловской толщи и в экструзиве Краснова ичарского комплекса. Другие опробованные экструзивные тела (Ичара и Орлова) характеризуются дацитовым составом. На диаграмме $K_2O - SiO_2$ андезиты орловской толщи и андезиты-дациты ичарского комплекса образуют прерывистый узкий тренд, протягивающийся от умереннокалиевых андезитов (0.9–1.2 масс.% K_2O) к низкокалиевым дацитам (0.6–0.8 масс.% K_2O).

На диаграмме $Sr/\bar{Y} - Y$ (рис. 2 б) породы среднего-кислого состава о. Сахалин находятся, за редким исключением, в поле обычных известково-щелочных пород. Андезиты и дациты Орловского вулканического поля образуют тренд возрастания отношения Sr/Y при относительном снижении содержания Ү в классификационном пространстве адакитов. Андезиты орловской толщи расположены в начале адакитового тренда. В андезитах экструзива Краснова значения Sr/Y слегка повышены, в дацитах экструзива Орлова они сопоставимы частично со значениями андезитов орловской толщи и частично - андезитов экструзива Краснова. Дациты экструзива Ичара показывают более продвинутое возрастание Sr/Y отношения.

Породы п-ова Крильон, охарактеризованные как адакиты [Гранник, 2017], отличаются от нормально щелочных андезитов и дацитов повышенным содержанием суммы щелочей с переходом к трахиандезитам. Дифференциаты трахиандезитового состава обычно характеризуются возрастанием содержаний Sr, поэтому отнесение трахиандезит-андезит-дацитовой группы пород п-ова Крильон к адакитам проблематично. Сравнительно низкую сумму щелочей (3.58 масс.%) показывает только кварцевый диорит из дайки безымянного мыса севернее устья р. Пекарня. На классификационной диаграмме Sr/Y – Y трахиандезит-андезит-дацитовая группа пород п-ова Крильон занимает переходную область между обычными известково-щелочными породами среднего-кислого состава и адакитами. Точка кварцевого диорита дайки р. Пекарня смещена в сторону от этой группы с понижением содержания У и расположена ниже фигуративного поля адакитов (рис. 2 а).

Таблица. Представительные составы вулканических пород (оксиды в масс.%, микроэлементы в г/т) *Table.* Representative compositions of volcanic rocks (oxides in wt.%, trace elements in ppm)

Компонент	Лавы орловской толщи		Экструзивы ичарского комплекса		
	базальт	андезит	Краснова, андезит	Орлова, дацит	Ичара, дацит
	Cx-02-317	Cx-10-411	Cx-10-403	Cx-10-415	Cx-10-440
SiO ₂	49.87	57.71	59.41	65.44	65.39
TiO ₂	1.21	0.73	0.53	0.38	0.34
Al ₂ O ₃	16.35	18.86	18.25	17.65	17.57
Fe ₂ O ₃	2.77	3.82	2.52	1.70	1.69
FeO	8.03	2.21	2.48	1.96	1.82
MnO	0.21	0.11	0.09	0.08	0.07
MgO	7.30	2.97	2.90	1.80	1.86
CaO	8.77	7.43	7.40	5.43	6.37
Na ₂ O	3.11	3.60	3.19	3.56	3.45
K ₂ O	0.38	1.22	0.90	0.79	0.60
P_2O_5	0.19	0.30	0.20	0.14	0.11
H ₂ O ⁻	0.58	0.26	0.13	0.15	0.03
H ₂ O ⁺	1.62	0.92	2.00	0.61	0.23
Сумма	100.39	100.14	100.00	99.69	99.53
Sc	25.7	22.5	11.7	17.4	15.2
V	Не опр.	165	120	102	102
Cr	Не опр.	21	38	20	19
Со	Не опр.	20	14	15	13
Ni	Не опр.	15	22	15	17
Rb	13.4	41.7	24.8	24.3	17.4
Sr	281	1051	709	937	821
Y	22.9	15.3	7.7	11.6	7.9
Zr	86	142	55	74	85
Nb	14.49	21.81	8.80	8.94	6.00
Cs	0.25	0.87	1.04	0.66	0.59
Ba	216	561	330	409	280
La	12.4	22.8	12.4	14.3	9.6
Ce	25.0	39.7	23.1	24.7	16.9
Pr	3.26	4.46	2.59	2.84	1.86
Nd	13.4	16.8	10.3	10.9	7.3
Sm	3.69	3.20	1.83	2.09	1.48
Eu	1.13	1.06	0.65	0.65	0.39
Gd	3.97	2.58	1.85	1.50	0.85
Tb	0.73	0.41	0.26	0.24	0.14
Dy	4.01	2.32	1.54	1.40	0.89
Но	0.91	0.43	0.30	0.30	0.19
Er	2.26	1.24	0.88	0.91	0.59
Yb	2.13	1.22	0.82	0.97	0.64
Lu	0.27	0.20	0.13	0.17	0.12
Hf	2.43	2.87	1.06	1.57	1.81
Та	0.88	1.14	0.68	0.47	0.32
Pb	1.3	7.5	7.1	13.8	7.3
Th	1.47	3.46	2.61	1.38	0.90
U	0.38	0.86	0.57	0.40	0.32
$({}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr})_{\mathrm{i}}$	Неопр	0.703807	0.703739	0.703687	0.703631
±2σ	The onp.	0.000008	0.000010	0.000010	0.000011

Примечание. Не опр. – не определялось. Note. Не опр. – was not defined.



Трахиандезит

Na₂O+K₂O, масс.%

Рис. 2. Общая систематика вулканических пород Орловского поля на диаграмме сумма щелочей - кремнезем (a: Na2O+K2O - SiO2) и микроэлементная систематика пород нормально-щелочного ряда среднего-кислого состава (б: Sr/Y – Y) [Defant, Drummond, 1990]. Для сопоставления показаны составы более древних кайнозойских магматических пород среднего и кислого состава западного Сахалина с побережья южной части Татарского пролива, а также восточного Сахалина. Сумма петрогенных оксидов приведена к 100 % без потерь при прокаливании. На диаграмме (а) обозначены разделительные линии Международного союза геологических наук [Le Bas, Streckeisen, 1991], на диаграмме (б) – поля адакитов, отличающихся от обычных андезитов, дацитов и риолитов [Defant, Drummond, 1990]. Fig. 2. General systematics of volcanic rocks from the Orlov field on the total alkalis versus silica diagram (a: Na2O+K2O - SiO2) and a trace-element taxonomy of intermediate-acidic compositions in sub-alkaline series (6: Sr/Y – Y) [Defant, Drummond, 1990]. For comparison, compositions of older Cenozoic igneous rocks of intermediate and silicic compositions of Western Sakhalin from the coast of the southern part of the Tatar Strait, as well as of Eastern Sakhalin are shown. Total major oxides are reduced to 100 % without loss on ignition. Diagram (a) shows the dividing lines of the International Union of Geological Sciences [Le Bas, Streckeisen, 1991], diagram (6) - fields of adakites, which differ from ordinary andesites, dacites, and rhyolites [Defant, Drummond, 1990].

с

поля и с кайнозойскими известково-щелочными породами среднего-кислого состава других территорий о. Сахалин иллюстрируются на диаграммах распределения Sr и Nb относительно Zr (рис. 3). Дациты ичарского комплекса имеют высокое (600-1100 мкг/г) содержание Sr при низком (менее 9 мкг/г) – Nb (в пределах, характерных для обычных известково-щелочных пород среднего-кислого состава). Высокие содержания Sr свойственны не только дацитам, но и андезитам. Базальты характеризуются пониженной концентрацией Sr. На диаграмме Nb-Zr андезиты экструзива Краснова и орловской толщи показывают возрастание содержания Nb вдоль Nb-Zr тренда внутриплитных базальтов орловской толщи. При общем высокостронциевом адакитовом акценте андезитов и дацитов, андезиты обнаруживают Nb-Zr специфику, свойственную внутриплитным базальтам, а дациты такой специфики не обнаруживают и сопоставляются с обычными известково-щелочными породами среднего-кислого состава.

Nb–Zr аномалия андезитов

Соотношения

адакитоподобных

базальтами Орловского вулканического

пород

Трахиандезит-андезит-дацитовая группа пород п-ова Крильон на диаграмме Nb–Zr (рис. 3) смещена по отношению к адакитоподобным породам Орловского вулканического поля в область более высоких содержаний Zr при низких концентрациях Nb, тогда как точка кварцевого диорита дайки р. Пекарня находится в области адакитовых составов. Одновременное возрастание Sr и Zr в андезит-дацит-трахиандезитовой группе пород п-ова Крильон может быть следствием кристаллизационной дифференциации. Низкие концентрации Sr в кварцевом диорите дайки р. Пекарня резко отличают эту породу от адакитов. Несмотря на низкощелочной состав (рис. 2 а), низкие содержания Y и Sr этой породы (рис. 2 б, 3 б) адакитам не свойственны. Следовательно, на п-ове Крильон этот тип пород отсутствует.

Адакитоподобный акцент на фоне внутриплитного вулканизма

Породы орловской толщи базальтового и андезибазальтового состава имеют внутриплитные геохимические характеристики, подобные характеристикам более древних вулканических пород Лесогорской зоны [Рассказов и др., 2005]. По высокому отношению Nb/La на диаграмме Nb/La – Ba/La (рис. 3 в) породы орловской толщи соответствуют базальтам поля Джеронимо (запад США), которые характеризуются астеносферными изотопными отношениями ⁸⁷Sr/86Sr и ¹⁴³Nd/144</sup>Nd [Menzies et al., 1991]. Фигуративные поля андезитов орловской толщи и экструзива Краснова находятся в средней части тренда, протягивающегося от фигуративного поля базальтов орловской толщи до фигуративных полей дацитов из экструзивов Орлова и Ичара. Андезиты купола Краснова занимают промежуточное положение между андезитами орловской толщи и дацитами. По низкому значению Nb/La дациты ичарского комплекса приближаются к фигуративному полю орогенных андезитов, в пределах которого

распределяются точки кайнозойских пород среднего-кислого состава западного и восточного Сахалина. Таким образом, на фоне вулканизма базальтовых источников внутриплитного типа Орловского вулканического поля обозначается слабый орогенный акцент в андезитах и более сильный – в дацитах.

Однонаправленность смены состава пород Орловского вулканического поля демонстрируется также на диаграмме Nb/Zr – Sr/Zr (рис. 3 г). Фигуративные поля базальтов, андезитов и дацитов в целом смещены относительно фигуративного поля кайнозойских пород среднего–кислого состава западного и восточного Сахалина с существенным возрастанием отношений Nb/Zr и Sr/Zr. В расходящемся



Рис. 3. Адакитоподобные андезиты и дациты ичарского комплекса в сопоставлении с одновозрастными породами анивской свиты п-ова Крильон и более древними кайнозойскими магматическими породами среднего и кислого состава других территорий Сахалина на диаграммах Sr - Zr (a), Nb - Zr (б), Nb/La - Ba/La (в) и Nb/Zr - Sr/Zr (г). На диаграмме Nb/La - Ba/La области составов выплавок из астеносферы (вулканическое поле Джеронимо, запад США) и орогенных андезитов показаны по работам [Menzies et al., 1991; Rogers et al., 1995]. Усл. обозн. см. рис. 2. Fig. 3. Adakite-like andesites and dacites of the Ichara complex in comparison with coeval volcanic rocks of the Aniva Formation from the Krilyon Peninsula and the older Cenozoic intermediate and silicic rocks of other territories of Sakhalin Island on Sr - Zr (a), Nb - Zr (b), Nb/La - Ba/La (b) and Nb/Zr - Sr/Zr (г) diagrams. On Nb/La - Ba/La diagram, the compositional areas of melts from the asthenosphere (Geronimo volcanic field, western United States) and orogenic andesites are shown after [Menzies et al., 1991; Rogers et al., 1995]. Symbols are the same as in Figure 2.

веере трендов базальты занимают левую часть (точки базальтов распределяются субпараллельно оси ординат), андезиты – центральную часть, дациты – правую часть.

На диаграммах рис. 3 в и 3 г подтверждается резкое отличие распределения Nb, La, Ba, Sr и Zr, выраженного посредством микроэлементных отношений, в адакитоподобных породах Орловского вулканического поля от распределения этих элементов в породах среднего-кислого состава п-ова Крильон.

Обсуждение результатов

Для определения места ассоциации базальтов и адакитоподобных андезитов и дацитов Орловского вулканического поля в эволюции внутриплитного и островодужного вулканизма о. Сахалин рассмотрим глубинную структуру мантии и ее отражение в вулканизме территории, приведем краткий обзор представлений об эволюции вулканизма в дуге северо-восточного Хонсю и ее тыловой области, сопоставимой с эволюцией вулканизма побережья Татарского пролива, а затем определим сходство и различие обстановки вулканизма Орловского поля с обстановками генерации адакит-базальтовых ассоциаций в других регионах мира.

Тектонические и магматические события побережий Японского моря и Татарского пролива выстраиваются в единую последовательность начиная со среднего эоцена. Возрастным интервалом 46-44 млн лет K-Ar методом датированы лавовые потоки и дайки андезибазальтового состава южной части Корейского полуострова (во впадине Гийонгсанг) (эпизод К-3 [Pouclet et al., 1995]). В задуговой области базальтовый вулканизм сопровождал начало окраинно-континентального рифтогенеза на рубеже среднего и позднего эоцена, 38-37 млн л.н., по крайней мере в четырех районах. Два из них (Окусири и юго-западное Приморье) находятся в тыловой области дуги северо-восточной Японии, два других (центральная и северная части Восточного Сихотэ-Алиня и юг о. Сахалин) – в Татарском проливе (рис. 4).

Глубинная структура мантии и ее отражение в вулканизме

Пространственно-временная эволюция кайнозойского вулканизма Азии определялась новейшей глубинной геодинамикой Забайкальского низкоскоростного домена, выделенного в модели сейсмической томографии S-волн Т.Б. Яновской и В.М. Кожевникова

Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Paccka30B и др., 2003]. В вулканических породах зоны перехода океан-континент различаются материал глубинных источников литосферы и подлитосферной мантии с геохимическими характеристиками надслэбовых процессов и материал глубинных источников с геохимическими характеристиками внутриплитных процессов.

На востоке Азии Забайкальский низкоскоростной домен разделяется на Северный и Южный субдомены, граница между которыми проходит по северному борту Южно-Татарского бассейна. Глубинная активность субдоменов проявляется в разновозрастных извержениях. Извержения андезитовых расплавов из надслэбовых источников в Северном субдомене около 43.5 млн л.н. сменились извержениями базальтовых расплавов из внутриплитных источников в интервале 37-23 млн л.н. Затем извержения базальтовых расплавов из надслэбовых источников в Южном субдомене в интервале 23-17 млн л.н. сменились извержениями базальтовых расплавов из внутриплитных источников в интервале 19-12 млн л.н. Переходный характер глубинных геодинамических процессов проявляется в смешанных внутриплитных выплавках Северного и Южного субдоменов на континентальном и островном побережьях территории севернее Южно-Татарского бассейна во временном интервале 9.6-2.8 млн л.н. [Рассказов и др., 2014]. Плиоценовый вулканизм Орловского поля представляет собой концентрированный финальный магматический процесс в пограничной области мантийных субдоменов островного побережья (рис. 4).

Эволюция вулканизма со сменой глубинных источников во фронтальной зоне дуги северо-восточного Хонсю и ее тыловой области

На северо-восточном Хонсю различались этапы тектонических деформаций по пространственно-временному распределению даек: 1) этап континентальной дуги – 32–25 млн л.н., 2) этап растяжения коры – 25–13 млн л.н., 3) переходный этап – 13–4 млн л.н. и 4) этап сокращения коры – последние 4 млн лет [Sato, 1994]. Однако смена ориентировки даек не была согласована со сменой источников вулканизма, происходившей в процессе межплитного взаимодействия. Из анализа смены глубинных источников вулканизма северовосточного Хонсю был сделан вывод о перестройке Япономорской подвижной системы с подготовкой субдукции Тихоокеанского слэба на рубеже олигоцена и миоцена около 24–21 млн л.н., резкой смене пространственного положения фронтальных вулканических дуг с этого временного интервала до интервала 16–13 млн л.н. и стабильном пространственном положении фронтальной вулканической дуги в последние 8 млн лет [Shuto et al., 1993; Ohki et al., 1994]. Из этих построений следовало, что субдукция Тихоокеанской плиты под Восточную Азию началась около 18 млн л.н. Палеомагнитные данные свидетельствовали о быстром спрединге коры Японского моря около 15 млн л.н., сопровождавшемся резким разворотом юго-западной Японии относительно северо-восточной Японии на 30° [Otofuji, 1996].

В типизации глубинных источников континентальных магм изотопные системы разных химических элементов (Sr, Nd и Pb)



Рис. 4. Схема пространственного распределения вулканизма в Японском море и Татарском проливе в среднем и позднем кайнозое ([Рассказов и др., 2014] с изменениями). Усл. обозн. см. к врезке на рис. 1. Вулканические зоны среднего кайнозоя: Северная (С), Чеховская (Ч), Западно-Шмидтовская (ЗШ), Юго-Западного Приморья (ЮЗП), Окусири (ОК); среднего–позднего кайнозоя: Центральная (Ц) с позднекайнозойскими вулканическими полями Совгаванским (СГ), Нельминским (Н), Бикинским (Б); позднего кайнозоя: Лесогорская (Л), Крильонская (КР), Южно-Приморская (ЮП) с позднекайнозойскими вулканическими полями Шкотовским (ШК) и Шуфанским (ШФ), а также вулканические поля Хоньо (ХН) и Хамамасу (ХМ). Показаны интервалы К– Аг (40Аг–39Аг) датировок и отдельные К–Аг датировки (млн лет). Фрагменты тектонических границ, которые утратили межплитное значение в кайнозое, трассированы метаморфическими террейнами и межплитным (надсубдукционным, коллизионным) магматизмом, а фрагменты тектонических границ, активизированных в кайнозое, – глубоководными бассейнами и надсубдукционным магматизмом, а также проявлением адакитоподобных пород Орловского вулканического поля (ОР).

Fig. 4. Scheme of the spatial distribution of volcanism in the Sea of Japan and Tatar Strait areas in the Middle and LateCenozoic (modified after [Rasskazov et al., 2014]). Legend is the same as in insert of Figure 1. Volcanic zones ofthe Middle Cenozoic: Northern (C), Chekhov (Ч), West Schmidt (3III), Southwest Primorye (ЮЗП), Okushiri (OK); Middle-Late Cenozoic: Central (Ц) with Late Cenozoic volcanic fields Sovgavan (СГ), Nelma (H), Bikin (Б); Late Cenozoic: Lesogorsk (Л), Krilyon (KP), South Primorye (ЮП) with Late Cenozoic volcanic fields: Shkotov (IIIK) and Shufan (ШФ), as well as the volcanic fields Honyo (XH) and Hamamasu (XM). The intervals of K–Ar (40Ar–39Ar) ages and individual K–Ar dates (Ma) are shown. Fragments of tectonic boundaries that lost interplate meaning in the Cenozoic were traced by metamorphic terranes and interplate (suprasubductional, collisional) magmatism, and those, reactivated in the Cenozoic, were traced with by deep-sea basins

регистрируют разные геохимические процессы и дают наибольший эффект в изучении характера проявления конкретного процесса [Hart, Gaetani, 2006; Rasskazov et al., 2020]. В зоне конвергенции глубинные магматические источники пород адакитового и неадакитового типа определяются поведением стронция, поэтому генеральный процесс смены источников рационально выстраивается по вариациям начального изотопного отношения излившихся магматических расплавов – (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr).

В работах [Shuto et al., 1993; Ohki et al., 1994] было показано резкое снижение (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), в породах с содержаниями SiO₂ менее 60 масс.% в тыловой области северовосточного Хонсю около 15 млн л.н. на шкале времени. На диаграмме (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₋-1000/Sr [Рассказов и др., 2005, рис. 11 а] выборка вулканических пород фронтальной зоны дуги разделилась на поля надслэбового источника с пониженными значениями (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₂ (источник С) и мантийного клина, не связанного со слэбовыми компонентами и отличающегося повышенными значениями (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr); (источник МК). Фигуративное поле С показывало вовлеченный в плавление надсубдукционный материал с обедненным изотопным составом Sr при его низкой концентрации (с повышенными значениями 1000/Sr), а поле МК – материал с более обогащенным изотопным составом Sr при его повышенном содержании. Разделение этих полей свидетельствует о пространственной обособленности под фронтальной зоной островной дуги магматических источников из надслэбовой области и мантийного клина.

В тыловой области дуги северо-восточной Японии в смене магматических источников мантийного клина выделяются три возрастные группы пород с последовательным снижением концентраций стронция (повышением значений 1000/Sr) в интервале 37–9 млн л.н. Породы первой группы возрастом 37-34 млн лет распространены локально в зоне Окусири непосредственно восточнее клиновидного участка новообразованной океанической коры Японского моря. В источнике находился материал обедненной литосферной мантии с низким изотопным отношением стронция, близким отношению обедненного мантийного компонента DM южного Приморья. Породы второй группы возрастом 30–20 млн лет подразделяются на три вулканических эпизода: 30-28, 25-24 и 21-20 млн л.н. Во время первого эпизода, около 29 млн л.н., небольшая часть лав имела сравнительно низкую концентрацию стронция. Породы третьей группы возрастом 18–9 млн лет перекрывают поле МК из фронтальной зоны островной дуги. Таким образом, общая направленность эволюции источников надсубдукционного клина тыловой области дуги заключалась в смене обедненного мантийного материала, характерного для задуговой континентальной окраины Приморья, обогащенным мантийно-коровым, подобным материалу, распространенному во фронтальной зоне дуги. Извержение выплавок из надслэбовых магматических источников имело место в тыловой области 15-6 млн л.н. Фигуративное поле лав этого временного интервала вытягивается от поля С фронтальной зоны с понижением (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr); и 1000/Sr. В последние 4.4 млн лет произошло дальнейшее смешение изотопных составов лав тыловой области с понижением обоих показателей.

В тыловой области дуги северо-восточного Хонсю предполагалось действие «астеносферной инъекции» из-под слэба [Tatsumi, Koyaguchi, 1989; Shuto et al., 1993; Ohki et al., 1994]. В отличие от плюмов, которые обеспечивают подъем мантийного материала с обогащенными изотопными характеристиками Sr и Nd, горячий материал предполагаемой «инъекции» в континентальную окраину имел, наоборот, обедненные изотопные характеристики. Если бы континентальная кора замещалась астеносферным материалом, то он должен был прежде всего представлять собой материал «астеносферной инъекции», а в дальнейшем участвовать в смешении с компонентами плавившейся мантии и коры фронтальной зоны. Поскольку лавы тыловой области дуги северо-восточного Хонсю возрастом 15-6 млн лет составляли промежуточную часть тренда с понижением (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), и 1000/Sr относительно лав фронтальной зоны [Рассказов и др., 2005], очевидно, что основной вклад в задуговый спрединг Япономорской впадины во временном интервале 15-6 млн л.н. обеспечивал обедненный астеносферный материал, подобный материалу MORB (базальт срединного океанического хребта), с существенной примесью выплавок из надслэбовых источников фронтальной зоны. Рафинированный астеносферный материал проявился в тыловой области только в последние 4.4 млн лет. Учитывая изменение геодинамики Япономорской впадины (прекращение ее погружения около 10 млн л.н. и сжатие в дуге Хонсю в последние 4 млн лет [Jolivet et al., 1994; Sato, 1994]), на плиоценчетвертичном этапе в тыловой зоне следует ожидать, скорее, ослабления, чем усиления подпитки магматическим материалом. Смещение изотопного состава стронция в финальной порции обедненного материала (последних 4.4 млн лет) может обозначать лишь изменение режима соотношений компонентов вдоль надслэбовой зоны, которое привело к прекращению затягивания фронтального материала островной дуги под тыловую зону.

В целом после плавления материала надклина магмообразованисубдукционного ем оказалась охвачена обширная область в тылу дуги при одновременном плавлении материала мантийного клина (с обогащенной изотопной характеристикой Sr, интервал 37-16 млн л.н.) и надслэбового материала (с обедненной изотопной характеристикой Sr, интервал 15-9 млн л.н.). Затем, при остановке дуги, плавился только надслэбовый материал с обедненной изотопной характеристикой Sr (последние 8 млн лет) с его прогрессирующим рафинированием от фронтальной примеси (последние 4.4 млн лет).

Структурные условия локализации вулканизма и его эволюция на побережье Татарского пролива

Татарский пролив образовался вдоль субмеридиональной правосторонней Caxaлин-Хоккайдо-Япономорской зоны горячей транстенсии, играющей роль северной ветви Япономорской структуры пулл-апарт [Jolivet et al., 1994]. Осевая часть зоны скрыта под водой пролива, в котором севернее Япономорского глубоководного бассейна находятся глубоководные бассейны Исикари-Западно-Сахалинский и Южно-Татарский. Под этими бассейнами и бассейном Японского моря кора утонена (под Северо-Татарским бассейном до 24 км). Под северной частью Татарского пролива мощность коры возрастает до 28 км с локальным минимумом у западного берега (до 22 км) [Шило, Косыгин (ред.), 1982]. В Южно-Татарском бассейне определены термальные аномалии со средним тепловым потоком 105 мВт/м², в то время как севернее этого бассейна термальные аномалии отсутствуют [Гордиенко и др., 1992].

Вулканизм Чеховской зоны олигоцена – раннего миоцена (31–17 млн л.н.) сменялся вулканизмом Лесогорской зоны среднего миоцена – раннего плиоцена (16.0–2.6 млн л.н.). Базальты Чеховской зоны характеризовались высокими отношениями K/Nb, Ba/La и низкими отношениями Nb/U, Nb/La, свойственными породам орогенных (надсубдукционных) обстановок, базальты Лесогорской зоны – низкими отношениями K/Nb, Ba/La и высокими отношениями Nb/U, Nb/La, соответствующими этим элементным отношениям пород внутриплитных обстановок. Пространственновременной переход от вулканизма глубинных источников орогенного типа к вулканизму глубинных источников внутриплитного типа свидетельствует о существенной структурной перестройке территории около 17–16 млн л.н. [Рассказов и др., 2005].

Внутриплитный вулканизм временного интервала 16.0-2.6 млн л.н. Лесогорской зоны сахалинского побережья и временного интервала 21-2.8 млн л.н. Совгаванско-Бикинской зоны сихотэ-алинского побережья Татарского пролива маркирует горячий ромбовидный блок севернее Южно-Татарского бассейна. По обоим берегам Татарского пролива наблюдается омоложение извержений с севера на юг с проявлением самых молодых вулканических событий на Бикинском и Орловском вулканических полях (с финальными датировками 2.8 ± 0.3 млн лет и 2.6 ± 0.4 млн лет соответственно, сопоставимыми между собой в пределах погрешности измерений). На Бикинском вулканическом поле континентального побережья в финале представлены базальты, на Орловском вулканическом поле островного побережья – адакитоподобные породы. Этот своеобразный акцент пространственно соответствует северо-восточному замыканию Южно-Татарского бассейна.

Плиоценовый вулканизм Крильонской зоны пространственно связан с образованием Исикари-Западно-Сахалинского бассейна, протягивающегося вдоль побережий п-ова Крильон Сахалина и северной оконечности о. Хоккайдо. По латерали этого бассейна изливались расплавы, не имеющие адакитовой специфики.

Обстановки генерации адакит-базальтовых ассоциаций

Гипотеза о происхождении адакитов в результате частичного плавления субдуцирующего слэба [Defant, Drummond, 1990] получила поддержку в многочисленных работах [Defant et al., 1992; Peacock et al., 1994; Yogodzinski et al., 1994; и др.]. Предполагалось, что высокое отношение Sr/Y при низкой концентрации Y получается в результате выплавления адакитовых расплавов из амфибол-пироксен-гранатового (безплагиоклазового) источника.

Тяжелые редкоземельные элементы (РЗЭ) концентрируются в реститовом гранате, поэтому в адакитовых выплавках нередко устанавливалось повышенное отношение La/Yb [Defant, Drummond, 1990]. Особый интерес к адакитовым расплавам как производным слэбов был продиктован возможностью использования геохимических характеристик для определения геодинамических обстановок разогрева с плавлением молодой субдуцированной океанической коры [Peacock et al., 1994]. В создании избыточного теплового эффекта предполагалась особая роль контраста погружающегося слэба с окружающей мантией [Sajona et al., 1993], субдукции активного океанического спредингового хребта [Lagabrielle et al., 2000; Aguillon-Robles et al., 2001] или пологой малоглубинной субдукции [Gutscher et al., 2000]. Между тем происхождение адакитоподобной геохимической специфики связывалось также с процессами, не предполагающими избыточных тепловых эффектов в слэбах, такими как смешение магм основного и дифференцированного состава, фракционная кристаллизация и/или коровая контаминация [Castillo et al., 1999; Grove et al., 2005; Guo F. et al., 2007]. Допускалось происхождение адакитовых (адакитоподобных) расплавов в результате плавления утолщенной эклогитизированной и расслоенной земной коры [Кау, Кау, 1993; Petford, Atherton, 1996]. В этих условиях адакиты (адакитоподобные породы) получили распространение в зонах коллизии [Qu et al., 2002; Chung et al., 2003; Hou et al., 2003; Cai et al., 2004; Guo Z. et al., 2007; Karsli et al., 2019; Liu et al., 2019]. Адакитоподобному магматизму сопутствовали рудные процессы с образованием Си-Аи полиметаллических месторождений [Jiang et al., 2020; Wang et al., 2020].

Базальты, ассоциирующие с адакитами, обычно имеют высокое отношение Nb/La при высоком содержании Nb. Такие ассоциации, обнаруженные на севере Камчатки [Kepezhinskas et al., 1996], в Панаме и Коста-Рике [Defant et al., 1992], Kacкagax [Defant, Drummond, 1993] и Нижней Калифорнии [Aguillon-Robles et al. 2001], служили в качестве аргументов в пользу плавления слэбов. Однако на западном окончании Транс-Мексиканского вулканического пояса изотопно-геохимические данные показали принадлежность базальтов и адакитоподобных пород к разным глубинным источникам. Породы среднего и кислого состава (от андезитов до риолитов), ассоциирующие с базальтами типа OIB (1.5–2.3 масс.% TiO₂, 14–27 мкг/г Nb и отношение Nb/La 0.5–0.9) интерпретировались как результат высокобарного фракционирования граната, амфибола и пироксена из островодужного базальтового расплава [Petrone, Ferrari, 2008]. Для объяснения происхождения адакитоподобных расплавов была принята гипотеза остывающей островодужной магматической системы, генетически не связанной с излившимися базальтами.

Особенности обстановки генерации адакитоподобных пород Орловского вулканического поля

В адакитоподобных андезитах и дацитах Орловского вулканического поля отношение Nb/La 0.5-0.9 соответствует значениям этого параметра в адакитоподобных породах западного окончания Транс-Мексиканского вулканического пояса. Для базальтов Орловского поля получены начальные изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в интервале 0.704366-0.705003, свидетельствующие о составе глубинного источника, отличающегося от слэбового и в целом близкого к составу недифференцированной мантии [Рассказов и др., 2005]. Для андезита орловской толщи отмечено пониженное начальное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70380 ± 0.00002) [Shimazu et al., 1992]. Близкое значение (0.703807 ± 0.000008) получено нами для андезита обр. Сх-10-411 (см. таблицу). В сравнении с источником базальтов, эти результаты свидетельствуют о более низких отношениях Rb/Sr в материале глубинного источника андезитов орловской толщи. Для адакитоподобных андезитов и дацитов экструзивов ичарского комплекса получен интервал еще более низких начальных стронциевых отношений 0.703572-0.703798. изотопных Изотопные отношения Sr адакитоподобных андезитов орловской толщи и интрузива Краснова ичарского комплекса находятся в нижней части диапазона отношений андезибазальтов и трахиандезитов аракайской свиты Чеховской зоны возрастного интервала 31-26 млн лет. Изотопные отношения адакитоподобных андезитов и дацитов ичарского комплекса ниже, чем отношения андезибазальтов и трахиандезитов аракайской свиты, но выше, чем отношения толеитовых базальтов чеховской свиты возрастного интервала 21–17 млн лет (рис. 5).

Мы приходим к выводу о существенном отличии источников адакитоподобных расплавов Орловского вулканического поля от источников базальтов орловской толщи и об отсутствии прямой связи этих расплавов с источниками островодужной магматической системы, обозначенными лавами чеховской свиты. По сравнительно низким стронциевым изотопным отношениям адакитоподобные породы Орловского вулканического поля приближаются к адакитам из источников молодых слэбов, обедненных рубидием, но не переходят в область значений надсубдукционного источника.

нормирован-Линии ных к хондриту спектров РЗЭ андезитов орловской толщи имеют меньший наклон, чем линия спектра типичных адакитов Ла Егуада (Панама), принятых в качестве эталона сравнения пород этого типа в пионерной работе П.А. Морриса по адакитам юго-западной Японии (рис. 6). Выполаживание линий в тяжелой части ряда РЗЭ андезитов орловской толщи может свидетельствовать о сложной истории их источника – начальном образовании амфибол-пироксен-гранатового парагенезиса и последующем обособлении от него амфибол-пироксеновой (безгранатовой) части. После такого преобразования тяжелая часть спектра РЗЭ андезитов орловской толщи не контролировалась гранатом. Проводя аналогии с процессом выплавления адакитов из молодого слэба, погружающегося на глубину 80-100 км с вхождением в поле стабильности граната [Defant, Drummond, 1990], можно предположить развитие противоположного процесса выведения источадакитоподобных ника андезитовых расплавов из



Рис. 5. Сопоставление начальных изотопных отношений Sr в адакитоподобных породах Орловского вулканического поля с начальными изотопными отношениями Sr в породах аракайской и чеховской свит Чеховской зоны (данные из работы [Рассказов и др., 2005]). Усл. обозн. см. рис. 2.

Fig. 5. Comparison of initial Sr isotope ratios in adakite-like rocks from the Orlov volcanic field with those in rocks of the Arakai and Chekhov Formations from the Chekhov zone (data from [Rasskazov et al., 2005]). Legend is the same as in Figure 2.



Рис. 6. Нормированные к хондриту спектры редкоземельных элементов андезитов и дацитов Орловского вулканического поля. Для сопоставления показана линия среднего состава спектров 5 типичных адакитов Ла Егуада (Панама), принятых в качестве эталона сравнения пород этого типа в пионерной работе по адакитам юго-западной Японии [Morris, 1995]. Для нормирования использован состав хондрита [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 6. Chondrite-normalized spectra of rare-earth elements of andesites and dacites from the Orlov volcanic field. For comparison, the line of the average composition of 5 typical adakites of La Yeguada (Panama) is shown, which were taken as a reference rocks in the pioneering paper on adakites in Southwest Japan [Morris, 1995]. The chondrite composition after [McDonough, Sun, 1995] was used for normalizing.

области стабильности граната под Орловским вулканическим полем одновременно с контрастными тектоническими движениями на северо-восточном замыкании Южно-Татарского бассейна.

Специфика спектров РЗЭ андезитов орловской толщи сохраняется в РЗЭ андезитов и дацитов экструзивов ичарского комплекса. Адакитоподобный акцент выражается в общем снижении концентраций РЗЭ при максимальном выполаживании спектров дацитов Ичарского экструзива в средней и тяжелой частях спектра. Конкретный ход генерации адакитоподобных расплавов Орловского вулканического поля может быть исследован при элементном моделировании плавления с учетом присутствия в источнике, помимо амфибола, пироксена и граната, других минеральных фаз.

Геохимические характеристики базальтов Орловского поля (высокое отношение Nb/La и др.), соответствующие характеристикам магм Лесогорской зоны, предполагают их внутриплитную генерацию. Геохимические характеристики андезит-дацитовых экструзий ичарского комплекса, внедрившихся около 2.6 млн л.н., отражают орогенную направленность финальной смены глубинных источников. Отсутствие пор в породах ичарских экструзий и следов взрывной деятельности в их окружении может свидетельствовать о малой газонасыщенности расплавов. При ограниченной вертикальной подвижности лишенные газов магмы могли выжиматься на поверхность сжатием коры. Ичарские экструзии сопутствовали сахалинской фазе складчатости [Семенов, 1975; Мельников, 1987], совпавшей по времени с общей перестройкой Японской островодужной системы. В результате этой перестройки около 2 млн л.н. начались андезитовые извержения в островной дуге северовосточной Японии [Jolivet et al., 1994].

Вывод о связи локального адакитоподобного акцента Орловского вулканического поля с проявлением плиоценовой структурной перестройки коры в задуговой Сахалин-Хоккайдо-Япономорской зоне горячей транстенсии предполагает плавление материала при определяющей роли деформаций коры, которые резко обозначили контраст утоненной коры Южно-Татарского бассейна с более мощной корой на его северо-восточном замыкании. Трудно себе представить, чтобы струя базальтового и андезитового расплава отделилась в начале плиоцена от слэба, расположенного под южным Сахалином в переходном слое мантии на глубине около 600–650 км и точно попала в структурное замыкание бассейна, а затем здесь же получила более сильный адакитоподобный геохимический акцент.

Из приведенных данных следует, что около 5-4 млн л.н. концентрированный тепловой эффект вызвал внутриплитное плавление мантийного материала, извергнутого на земную поверхность с образованием изометричного базальтового ареала. В его северной и центральной частях в это время началась генерация адакитоподобных андезитовых расплавов с проявлением орогенной специфики компонентов источников, а на рубеже плиоцена и квартера, около 2.6 млн л.н., создались условия для генерации дацитовых адакитоподобных расплавов экструзивов Орлова и Ичара. Одновременно вулканизм распространился к востоку, за пределы раннеплиоценового базальтового ареала с генерацией менее дифференцированных адакитоподобных андезитов экструзива Краснова. Дацитовые экструзии Орлова и Ичара контролировались раннеплиоценовой тепловой аномалией базальтового поля, а андезитовая экструзия Краснова получила развитие за ее пределами. Общая гомодромная смена вулканизма Орловского поля относительным уменьшением объемов извергнутого материала свидетельствует о генерации адакитоподобных расплавов в условиях последовательного снижения теплосодержания глубинных процессов на фоне прогрессирующего сжатия коры, которое привело к прекращению вулканической деятельности. Базальтовый ареал образовался при раннеплиоценовом растяжении коры, андезитовые и дацитовые экструзии – при позднеплиоценовом наложении сжатия, обеспечившего относительное сокращение выходов магм с созданием условий для проникновения магм по разрывам коры, распространявшимся в восточном направлении.

Заключение

Адакитоподобная геохимическая специфика андезитов и дацитов (высокие отношения Sr/Y при низкой концентрации Y), выявленная на Орловском вулканическом поле о. Сахалин, обозначает плиоценовый геохимический акцент в области пространственного перехода от надсубдукционного (орогенного) олигоцен-раннемиоценового вулканизма Чеховской зоны к внутриплитному среднемиоценовому– плиоценовому вулканизму Лесогорской зоны. Эти геологические условия отличаются от обстановок, в которых адакитовая геохимическая специфика проявляется в результате плавления верхних частей молодых слэбов островных дуг.

Мы обращаем внимание на то, что финальный адакитоподобный акцент Орловского поля сопровождал сахалинскую фазу складчатости, совпавшую по времени с общей перестройкой Японской островодужной системы 5–2 млн л.н., после которой в островной дуге северо-восточной Японии начались андезитовые извержения, а в Сахалин-Хоккайдо-Япономорской зоне горячей транстенсии вулканизм прекратился. Соответственно, мы связываем адакитоподобный акцент с тектонической генерацией магматических расплавов в области корово-мантийного перехода в обстановке резкого увеличения толщины коры на северо-восточном структурном замыкании Южно-Татарского бассейна.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. **2015.** Геодинамические условия образования адакитов и Nbобогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке. *Вулканология и сейсмология*, 5: 9–22.

2. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. **2011.** Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: Обзор и анализ геодинамических условий образования. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 17 (1): 45–60.

3. Гордиенко В.В., Андреев А.А., Биккенина С.К. и др. **1992.** *Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии*. Владивосток: ДВО РАН, 238 с.

4. Гранник В.М. 2017. Позднекайнозойские изверженные породы анивской свиты полуострова Крильон (о. Сахалин). Геосистемы переходных зон, 4 (1): 3–20. doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.4.003-020

5. Гранник В.М., Рассказов С.В., Голозубов В.В., Чувашова И.С. **2017.** О происхождении позднекайнозойских изверженных пород Ламанонского горного узла (о-в Сахалин). Вестник ДВО РАН, 1: 62–67.

6. Жидкова А.С., Шилов В.Н. **1969.** О возрасте и характере залегания продуктов третьей фазы кайнозойского вулканизма в пределах Ламанонского массива (о. Сахалин). В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, с. 141–154. (*Труды СахКНИИ*, 21).

7. Мельников О.А. **1987.** *Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.* М.: Наука, 95 с.

8. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. **2003.** Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий. Доклады АН, 390(1): 90–95.

9. Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В., Гурьянов В.А., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Жаров А.Э. **2005.** Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина. *Ти*-хоокеанская геология, 24(2): 10–32.

10. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. **2012.** Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: ГЕО, 351 с.

11. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. **2014.** Мантийные источники кайнозойских вулканических пород Восточной Азии: производные слэбов, подлитосферной конвекции и литосферы. *Тихоокеанская геология*, 33(5): 47–65.

12. Семенов Д.Ф. **1975.** *Неогеновые магматические формации Южного Сахалина*. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 208 с.

13. Сизых Ю.И. **1985.** Комплексная схема химического анализа горных пород и минералов. Иркутск: Институт земной коры СО АН СССР, 56 с.

14. Шило Н.А., Косыгин Ю.А. (главные редакторы). **1982.** Карта вулкано-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. Масштаб 1:1500000. Министерство геологии СССР; Дальневосточный научный центр АН СССР и др.

15. Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. **2003.** Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава. В кн.: *Прикладная геохимия*. Вып. 4. *Аналитические исследования* (под ред. Буренкова Э.К., Кременецкого А.А.). М.: ИМГРЭ, с. 48–56.

16. Aguillón-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon M.H., Maury R.C., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. **2001.** Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern California? *Geology*, 29(6): 531–534. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0531:lmaane>2.0.co;2

17. Cai Z., Qiu R., Xiong X. **2004.** Geochemical characteristics and geological significance of the adakites from west Tibet. *Himalayan J. of Sciences*, 2(4) (Special issue): 291. https://doi.org/10.3126/hjs.v2i4.958

18. Castillo P.R. **2006.** An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bull.*, 51(3): 1–12. https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7

19. Castillo P.R. **2012.** Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135: 304–316. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013 20. Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. **1999.** Petrology and geochemistry of Caminguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 33–51. https://doi.org/10.1007/s004100050467

21. Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q. **2003.** Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021–1024. https://doi.org/10.1130/g19796.1

22. Defant M.J., Drummond M.S. **1990.** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665. https://doi.org/10.1038/347662a0

23. Defant M.J., Drummond M.S. **1993.** Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547–550.

https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0547:mshpeo>2.3.co;2

24. Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. **1992.** The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southern Costa Rica, an overview. *J. of the Geological Society (J. Geol. Soc. London)*, 149(4): 569–579. https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0569

25. Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkins-Tanton L.T., Chatterjee N., Müntener O. **2005.** Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 542–565. https://doi.org/10.1007/s00410-004-0619-6

26. Gudmundsson O., Sambridge M. **1998.** A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 104: 28803–28812. https://doi.org/10.1029/97jb02488

27. Guo F., Nakamuru E., Fan W., Kobayoshi K., Li C. **2007.** Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China. J. of Petrology, 48(4): 661–692. doi:10.1093/petrology/egl077

28. Guo Z.H., Wilson M., Liu J. **2007.** Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96: 205–224. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011

29. Gutscher M.A., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. **2000.** Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814–833. https://doi.org/10.1029/1999tc001152

30. Hart S.R., Gaetani G.A. 2006. Mantle Pb paradoxes: The sulfide solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 295–308. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0108-1

31. Hou Z.Q., Mo X.X., Gao Y.F. **2003.** Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile. *Mineral Deposits*, 1(22): 1–12.

32. Jiang X-Y., Deng J-H., Luo J-C., Zhang L-P., Luo Z-B., Yan H-B., Sun W-D. **2020.** Petrogenesis of Early Cretaceous adakites in Tongguanshan Cu–Au polymetallic deposit, Tongling region, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 126: 103717. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103717

33. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. **1994.** Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11): 22237–22259. https://doi.org/10.1029/93jb03463

34. Karsli O., Dokuz A., Kandemir R., Aydin F., Schmitt A.K., Ersoy E.Y., Alyıldız C. **2019.** Adakite-like parental melt generation by partial fusion of juvenile lower crust, Sakarya Zone, NE Turkey: A far-field response to break-off of the southern Neotethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 338–339: 58–72. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.029

35. Kay R.W., Kay S.M. **1993.** Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177–189. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-u

36. Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S. **1996.** Progressive enrichement of island arc mantle by melt-periodotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7): 1217–1229. https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00001-4

37. Lagabrielle Y., Guivel C., Maury R.C., Bourgois J., Fourcade S., Martin H. **2000.** Magmatic-tectonic effects of high-thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, 326(3–4): 255–268. https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00124-4

38. Le Bas M.J., Streckeisen A.L. **1991.** The IUGS systematics of igneous rocks. *J. of the Geological Society* (*J. Geol. Soc. London*), 148: 825–833. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825

39. Liu J., Chaoming Xie C., Li C., Fan J., Wang M., Wang W., Yu Y, Dong Y., Hao Y. **2019**. Origins and tectonic implications of Late Cretaceous adakite and primitive high-Mg andesite in the Songdo area, southern Lhasa subterrane, Tibet. *Gondwana Research*, 76: 185–203. doi.org/10.1016/j.gr.2019.06.014

40. McDonough W.F., Sun S.-S. **1995.** The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

41. Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. **1991.** Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 96B: 13645–13671. https://doi.org/10.1029/91jb02684

42. Morris P.A. **1995.** Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, 23: 395–398. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0395:smaaeo>2.3.co;2

43. Ohki J., Shuto K., Kagami H. **1994.** Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc. *Geochemical J.*, 28(6): 473–487. https://doi.org/10.2343/geochemj.28.473

44. Otofuji Y.-I. **1996.** Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis. *The Island Arc*, 5: 229–249. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00029.x

45. Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. **1994.** Partial melting of subduction oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227–244. https://doi.org/10.1016/0012-821x(94)90042-6

46. Petford N., Atherton M.P. **1996.** Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. J. of Petrology, 37: 1491–521. https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1491

47. Petrone C.M., Ferrari L. **2008.** Quaternary adakite – Nb-enriched basalt association in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: is there any slab melt evidence? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 73–86. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0274-9

48. Pouclet A., Lee J-S., Vidal P. et al. **1995.** Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. In: J.L. Smellie (ed.). *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*, p. 169–191. (*Geological Society, London, Special Publications*, 81). https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1994.081.01.10

49. Qu X.M., Hou Z.Q., Li Y.G. **2002.** Implications of S and Pb isotopic compositions of the Gangdise porphyry copper. *Geological bull. of China*, 21(11): 768–776.

50. Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. **2020.** Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, 10(9): 739. doi:10.3390/min10090739

51. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. **1995.** Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 100B(7): 10287–10301. https://doi.org/10.1029/94jb02738

52. Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M.J., Pubellier M. **1993.** Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007–1110. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1007:iosatg>2.3.co;2

53. Sato H. **1994.** The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99: 22261–22274. https://doi.org/10.1029/94jb00854

54. Shimazu M., Furuyama K., Kawano Y., Okamura S., Ohira H., Yamamoto G. **1992.** K–Ar ages, major element compositions and Sr, Nd isotope ratios of volcanic rocks from the western hart of south Sakhalin, USSR. *J. of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 87: 50–61. https://doi.org/10.2465/ganko.87.50

55. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. **1993.** The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Mineralogy and Petrology*, 49: 71–90. https://doi.org/10.1007/bf01162927

56. Tatsumi Y., Koyaguchi T. **1989.** An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 34–40. https://doi.org/10.1007/bf01160189

57. Wang Q., Hao L., Zhang X., Zhou J., Wang J., Li Q., Ma L., Zhang L., Qi Y., Tang G., Dan W., Fan J. **2020.** Adakitic rocks at convergent plate boundaries: Compositions and petrogenesis. *Science China Earth Sciences*, 63(12): 1992–2016. https://doi.org/10.1007/s11430-020-9678-y

58. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. **2003.** 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138: 263–278. https://doi.org/10.1016/s0031-9201(03)00154-7

59. Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. **1994.** Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc–alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *J. Petrology*, 35: 163–204. https://doi.org/10.1093/petrology/35.1.163

References

1. Avdeiko G.P., Bergal-Kuvikas O.V. **2015.** The geodynamic conditions for the generation of adakites and Nb-rich basalts (NEAB)) in Kamchatka. *J. of Volcanology and Seismology*, 9(5): 295–306. https://doi.org/10.1134/s0742046315050024

2. Avdeiko G.P., Paluyeva A.A., Bergal-Kuvikas O.V. **2011.** Adakites in subduction zones of the Pacific Ring: Review and analysis of geodynamic genesis conditions. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of KRAESC. Earth Sciences*, 1(17): 45–60. (In Russ.).

3. Gordienko V.V., Andreev A.A., Bikkenina S.K. et al. **1992.** [*Tectonosphere of Asia-Pacific margin*]. Vladivostok: DVO RAN, 238 p. (In Russ.).

4. Grannik V.M. **2017.** Late Cenozoic igneous rocks of the Krilion Peninsular (Sakhalin Island). *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 1(4): 3–20. (In Russ.). doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.4.003-020

5. Grannik V.M., Rasskazov S.V., Golozubov V.V., Chuvashova I.S. **2017.** On the origin of the Late Cenozoic igneous rocks of the Lamanon knot (Sakhalin Island). *Vestnik DVO RAN* = *Vestnik of the FEB RAS*, 1: 62–67. (In Russ.).

6. Zhidkova A.S., Shilov V.N. **1969.** [On the age and nature of occurrence of the products of the third phase of Cenozoic volcanism within the Lamanon massif (Sakhalin Island)]. In: [*Geological structure of Sakhalin Island*]. Yuzhno-Sakhalinsk, p. 141–154. (*Trudy SakhKNII*, 21). (In Russ.).

7. Mel'nikov O.A. **1987.** [*Structure and geodynamics of Hokkaido-Sakhalin folded area*]. Moscow: Nauka, 95 p. (In Russ.).

8. Rasskazov S.V., Logachev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B. **2003.** Multistage dynamics of the upper mantle in Eastern Asia: Relationships between wandering volcanism and low-velocity anomalies. *Doklady Earth Sciences*, 390(4): 492–496.

9. Rasskazov S.V., Melnikov O.A., Rybin A.V., Guryanov V.B., Yasnygina T.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Saranina E.V., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Zharov A.E. **2003.** The spatial change of deep sources of Cenozoic volcanic rocks on the western coast of South Sakhalin. *Tikhookeanskaya Geologiya*, 24(2): 10–32. (In Russ.).

10. Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. **2012.** [*Potassium and potassium sodium volcanic series in the Cenozoic of Asia*]. Novosibirsk: GEO, 351 p. (In Russ.).

11. Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. **2014.** Mantle sources of the cenozoic volcanic rocks of East Asia: Derivatives of slabs, the sublithospheric convection, and the lithosphere. *Russian Journal of Pacific Geology*, 8(5): 360–378.

12. Semenov D.F. **1975.** [*Neogene magmatic formations of Southern Sakhalin*]. Khabarovsk: Khabarovsk Publ., 208 p. (In Russ.).

13. Sizykh Yu.I. **1985.** [*Complex scheme of the chemical analysis of rock and mineral samples*]. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO AN SSSR, 56 p. (In Russ.).

14. Shilo N.A., Kosygin Yu.A. (eds). **1982.** Karta vulkano-tektonicheskikh struktur pribrezhno-materikovoy chasti Dal'nego Vostoka SSSR [Map of volcanic and tectonic structures of the mainland coastline part of the USSR Far East]. [Scale] 1:1500000. Ministerstvo geologii SSSR; Dal'nevostochnyy nauchnyy tsentr AN SSSR et al. (In Russ.).

15. Yasnygina T.A., Rasskazov S.V., Markova M.E., Ivanov A.V., Demonterova E.I. **2003.** [Determination of trace elements in the mafic–intermediate volcanic rocks by ICP-MS using microwave acid decomposition]. In: (Burenkov E.K., Kremenetskiy A.A., eds) *Prikladnaya geokhimiya*. Iss. 4. *Analiticheskie issledovaniya*. Moscow: IMGRE, p. 48–56. (In Russ.).

16. Aguillón-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon M.H., Maury R.C., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. **2001.** Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern California? *Geology*, 29(6): 531–534. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0531:lmaane>2.0.co;2

17. Cai Z., Qiu R., Xiong X. **2004.** Geochemical characteristics and geological significance of the adakites from west Tibet. *Himalayan J. of Sciences*, 2(4) (Special issue): 291. https://doi.org/10.3126/hjs.v2i4.958

18. Castillo P.R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bull., 51(3): 1–12.

https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7

19. Castillo P.R. **2012.** Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135: 304–316. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013

20. Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. **1999.** Petrology and geochemistry of Caminguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 33–51. https://doi.org/10.1007/s004100050467

21. Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q. **2003.** Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021–1024. https://doi.org/10.1130/g19796.1

22. Defant M.J., Drummond M.S. **1990.** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665. https://doi.org/10.1038/347662a0

23. Defant M.J., Drummond M.S. **1993.** Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547–550.

https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0547:mshpeo>2.3.co;2

24. Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. **1992.** The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southern Costa Rica, an overview. *J. of the Geological Society (J. Geol. Soc. London)*, 149(4): 569–579. https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0569

25. Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkins-Tanton L.T., Chatterjee N., Müntener O. **2005.** Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 542–565.

https://doi.org/10.1007/s00410-004-0619-6

26. Gudmundsson O., Sambridge M. **1998.** A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 104: 28803–28812. https://doi.org/10.1029/97jb02488

27. Guo F., Nakamuru E., Fan W., Kobayoshi K., Li C. **2007.** Generation of Palaeocene adaktic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China. J. of Petrology, 48(4): 661–692. doi:10.1093/petrology/egl077

28. Guo Z.H., Wilson M., Liu J. **2007.** Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96: 205–224. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011

29. Gutscher M.A., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. **2000.** Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814–833. https://doi.org/10.1029/1999tc001152

30. Hart S.R., Gaetani G.A. 2006. Mantle Pb paradoxes: The sulfide solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 295–308. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0108-1

31. Hou Z.Q., Mo X.X., Gao Y.F. **2003.** Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile. *Mineral Deposits*, 1(22): 1–12.

32. Jiang X-Y., Deng J-H., Luo J-C., Zhang L-P., Luo Z-B., Yan H-B., Sun W-D. **2020**. Petrogenesis of Early Cretaceous adakites in Tongguanshan Cu–Au polymetallic deposit, Tongling region, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 126: 103717. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103717

33. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. **1994.** Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11): 22237–22259. https://doi.org/10.1029/93jb03463

34. Karsli O., Dokuz A., Kandemir R., Aydin F., Schmitt A.K., Ersoy E.Y., Alyıldız C. **2019**. Adakite-like parental melt generation by partial fusion of juvenile lower crust, Sakarya Zone, NE Turkey: A far-field response to break-off of the southern Neotethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 338–339: 58–72. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.029

35. Kay R.W., Kay S.M. **1993.** Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177–189. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-u

36. Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S. **1996.** Progressive enrichement of island arc mantle by melt-periodotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7): 1217–1229. https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00001-4

37. Lagabrielle Y., Guivel C., Maury R.C., Bourgois J., Fourcade S., Martin H. **2000.** Magmatic-tectonic effects of high-thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, 326(3–4): 255–268. https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00124-4

38. Le Bas M.J., Streckeisen A.L. **1991.** The IUGS systematics of igneous rocks. *J. of the Geological Society* (*J. Geol. Soc. London*), 148: 825–833. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825

39. Liu J., Chaoming Xie C., Li C., Fan J., Wang M., Wang W., Yu Y, Dong Y., Hao Y. **2019**. Origins and tectonic implications of Late Cretaceous adakite and primitive high-Mg andesite in the Songdo area, southern Lhasa subterrane, Tibet. *Gondwana Research*, 76: 185–203. doi.org/10.1016/j.gr.2019.06.014

40. McDonough W.F., Sun S.-S. **1995.** The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

41. Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. **1991.** Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 96B: 13645–13671. https://doi.org/10.1029/91jb02684

42. Morris P.A. **1995.** Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, 23: 395–398. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0395:smaaeo>2.3.co;2

43. Ohki J., Shuto K., Kagami H. **1994.** Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc. *Geochemical J.*, 28(6): 473–487. https://doi.org/10.2343/geochemj.28.473

44. Otofuji Y.-I. **1996.** Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis. *The Island Arc*, 5: 229–249.

https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00029.x

45. Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. **1994.** Partial melting of subduction oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227–244. https://doi.org/10.1016/0012-821x(94)90042-6

46. Petford N., Atherton M.P. **1996.** Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. J. of Petrology, 37: 1491–521. https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1491

47. Petrone C.M., Ferrari L. **2008.** Quaternary adakite – Nb-enriched basalt association in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: is there any slab melt evidence? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 73–86. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0274-9

48. Pouclet A., Lee J-S., Vidal P. et al. **1995.** Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. In: J.L. Smellie (ed.). *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*, p. 169–191. (*Geological Society, London, Special Publications*, 81). https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1994.081.01.10

49. Qu X.M., Hou Z.Q., Li Y.G. **2002.** Implications of S and Pb isotopic compositions of the Gangdise porphyry copper. *Geological bull. of China*, 21(11): 768–776.

50. Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. **2020.** Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, 10(9): 739. doi:10.3390/min10090739

51. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. **1995.** Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 100B(7): 10287–10301. https://doi.org/10.1029/94jb02738

52. Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M.J., Pubellier M. **1993.** Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007–1110. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1007:iosatg>2.3.co;2

53. Sato H. **1994.** The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99: 22261–22274. https://doi.org/10.1029/94jb00854

54. Shimazu M., Furuyama K., Kawano Y., Okamura S., Ohira H., Yamamoto G. **1992.** K–Ar ages, major element compositions and Sr, Nd isotope ratios of volcanic rocks from the western hart of south Sakhalin, USSR. *J. of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 87: 50–61. https://doi.org/10.2465/ganko.87.50

55. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. **1993.** The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Mineralogy and Petrology*, 49: 71–90. https://doi.org/10.1007/bf01162927

56. Tatsumi Y., Koyaguchi T. **1989.** An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 34–40. https://doi.org/10.1007/bf01160189

57. Wang Q., Hao L., Zhang X., Zhou J., Wang J., Li Q., Ma L., Zhang L., Qi Y., Tang G., Dan W., Fan J. **2020**. Adakitic rocks at convergent plate boundaries: Compositions and petrogenesis. *Science China Earth Sciences*, 63(12): 1992–2016. https://doi.org/10.1007/s11430-020-9678-y

58. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. **2003.** 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138: 263–278. https://doi.org/10.1016/s0031-9201(03)00154-7

59. Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. **1994.** Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc–alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *J. Petrology*, 35: 163–204. https://doi.org/10.1093/petrology/35.1.163

Об авторах

РАССКАЗОВ Сергей Васильевич (https://orcid.org/0000-0001-9084-1652), профессор, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН, Иркутск; зав. кафедрой динамической геологии Иркутского государственного университета, Иркутск, rassk@crust.irk.ru

РЫБИН Александр Викторович (https://orcid.org/0000-0002-7734-0172), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией вулканологии и вулканоопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, a.rybin@imgg.ru

ДЕГТЕРЕВ Артем Владимирович (https://orcid.org/0000-0001-8291-2289), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории вулканологии и вулканоопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, d a88@mail.ru

ЧУВАШОВА Ирина Сергеевна (https://orcid.org/0000-0002-1582-4753), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный согрудник лаборатории изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН; доцент кафедры динамической геологии Иркутского государственного университета, Иркутск, chuvashova@crust.irk.ru

ЯСНЫГИНА Татьяна Александровна (https://orcid. org/0000-0003-1696-5539), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ty@crust.irk.ru

САРАНИНА Елена Владимировна (https://orcid.org/0000-0002-1842-1239) кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер лаборатории изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН; ведущий инженер лаборатории геохимии изотопов, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e_v_sar@mail.ru

About the Authors

RASSKAZOV Sergey V. (https://orcid.org/0000-0001-9084-1652), Professor, Doctor of Geology and Mineralogy, Head of the Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk; Head of the Department of dynamic geology, Irkutsk State University, Irkutsk, rassk@crust.irk.ru

RYBIN Alexander V. (https://orcid.org/0000-0002-7734-0172), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Head of the Laboratory of volcanology and volcanic hazard, Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, a.rybin@imgg.ru

DEGTEREV Artem V. (https://orcid.org/0000-0001-8291-2289), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of volcanology and volcanic hazard, Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, d_a88@mail.ru

CHUVASHOVA Irina S. (https://orcid.org/0000-0002-1582-4753), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk; Associate Professor at the Department of dynamic geology, Irkutsk State University, Irkutsk, chuvashova@crust.irk.ru

YASNYGINA Tatiana A. (https://orcid.org/0000-0003-1696-5539), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, ty@crust.irk.ru SARANINA Elena V. (https://orcid.org/0000-0002-1842-1239), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Engineer, Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk; Laboratory of isotope geochemistry, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, e v sar@mail.ru